平成 23 年台風 12 号による紀伊半島における地盤災害調査

報　告　書

平成 23 年 11 月

公 益 社 団 法 人 地 盤 工 学 会
一 般 社 団 法 人 日 本 地 質 学 会
一般社団法人日本応用地質学会
関 西 地 質 調 査 業 協 会
中 部 地 質 調 査 業 協 会

序

平成 23 年 8 月 30 日から 9 月 4 日にかけて、台風 12 号の停滞に伴って激しい雨が続き、奈良、和歌山、三重を中心とする紀伊半島全体に大きな被害をもたらした。10 月 3 日時点において、3 県で死者：63 人、行方不明者：19 人、全壊家屋：256 棟、半壊家屋：222 棟、浸水家屋（床上、床下含む）：7632 棟という甚大な被害であった（10 月 3 日朝日新聞朝刊）。この災害に関して、地盤工学会関西支部は、「平成 23 年台風 12 号による地盤災害合同調査団」を設置して調査を行った。調査は、日本地質学会、日本応用地質学会、関西地質調査業協会との共催事業として実施された。

今回の災害の特徴を述べると、まず何よりもその降雨量の多さである。奈良県上北山村における降り始めからの総雨量（8 月 30 日～9 月 4 日）は 1812.5mm に達し、中でも 9 月 2～4 日にかけての 72 時間雨量は 1652.5mm で、国内観測史上最多雨量を記録した。他にも、3 県の山間部を中心に、降り始めからの雨量が 1000mm を超える箇所が続出し、それが未曽有の土砂災害、洪水災害をもたらすこととなった。次に、以上の記録的な降雨量によって引き起こされた土砂災害の激烈さである。国土交通省の発表（10 月 12 日朝日新聞朝刊）によれば、3 県で発生した崩壊土砂の総量は、推定で約 1 億 m^3 にのぼる。これは東京ドーム 80 杯分に相当し、豪雨による崩壊土砂量としては戦後最大と見られる。航空写真や実地調査に基づいて、土砂崩れや土石流の現場を分析したところ、災害が発生した箇所は 3077 箇所、総面積は計約 950 万 m^2 に及んだ。最後は、いわゆる深層崩壊と呼ばれる大規模斜面崩壊が頻発したことである。中でも、奈良県五條市宇井地区で発生した深層崩壊は、高さ 180m、幅 250m に亙って崩壊した土砂が、増水した幅 60m の川を乗り越え、対岸部で川から約 50m の高さにまで達していた。この崩壊により、計 11 名が犠牲（死者あるいは行方不明者）となった。深層崩壊は、結果的に天然ダム形成に繋がることも多く、避難体制・監視体制の長期化など、長く下流住民、行政等に緊張を強いることとなった。

今回設置された「平成 23 年台風 12 号による地盤災害合同調査団」は、地盤災害の実態の把握と今後の課題に関する調査を実施した。今回の地盤災害では、被災地が広域に亙っており、県単位で調査班を組織して調査を実施することとした。以下、調査団の構成を奈良班、和歌山班、三重班の順に示す。参加者数は、各班順に 30、33、15 名である。なお、調査団長は、深川　良一・立命館大学教授（地盤工学会関西支部・副支部長）が務めた。

班員構成	氏　名	所　属	所属団体
奈良班長	三田村宗樹	大阪市立大学	地盤工学会
班員	飯田　智之	筑波大学	
班員	石田　幸二	(株)修成建設コンサルタント	
班員	植田　康宏	(株)地域地盤環境研究所	
班員	大北　耕三	大北耕商事(株)	
幹事	鏡原　聖史	(株)ダイヤコンサルタント	
班員	加藤　正司	神戸大学	
班員	近藤　巧	(有)K&O Corporation	
班員	酒井　信介	(株)阪神コンサルタント	
班員	高尾　秀之	(株)熊谷組	
班員	田久　勉	西日本高速道路(株)	
班員	東田　淳	大阪市立大学	
班員	成子　浩明	(株)阪神コンサルタント	
班員	平井　孝治	(株)アテック吉村	
班員	松本　修司	(協)関西地盤環境研究センター	
班員	柳田　誠	(株)阪神コンサルタンツ	
班員	宇都　秀幸	中央開発(株)関西支社	日本応用地質学会 関西地質調査業協会
班員	金森　潤	サンコーコンサルタント（株）	
班員	篠原　正男	三井共同建設コンサルタント(株)	
班員	束原　純	中央開発(株)関西支社	
班員	栃本　泰浩	川崎地質(株)	
班員	中川　渉	応用地質(株)	
班員	平川　英樹	中央開発(株)関西支社	
班員	藤田　　崇	(協)関西地盤環境研究センター	
班員	南　幸孝	サンコーコンサルタント(株)	
班員	村橋　吉晴	(財)災害科学研究所	
班員	朝比奈 利廣	(株)パスコ	日本地質学会
班員	奥田　尚	元奈良県立高等学校	
班員	木村　克己	(独)産業技術総合研究所	
班員	林　慶一	甲南大学	

班員構成	氏　名	所　属	所属団体
和歌山班長	江種　伸之	和歌山大学	地盤工学会
班員	大北　耕三	大北耕商事(株)	
班員	木元　小百合	京都大学大学院	
班員	近藤　巧	(有)R&O Corporation	
班員	酒匂　一成	立命館大学	
班員	佐々木　清一	和歌山工業高等専門学校名誉教授	
班員	〆崎　友希	和秀技研(有)	
班員	白神　敦	(社)近畿建設協会	
班員	寺尾　庸孝	ソイルアンドロックエンジニアリング㈱	
幹事	中西　典明	復建調査設計	
班員	鍋島　康之	明石工業高等専門学校	
班員	林　和幸	和歌山工業高等専門学校	
班員	梅田　和明	立命館大学	
班員	平岡　伸隆	立命館大学	
調査団長	深川　良一	立命館大学	
班員	小田　高幸	復建調査設計(株)	日本応用地質学会
班員	後　誠介	元近畿大学附属新宮高校	日本地質学会
班員	鈴木　博之	元同志社大学	
班員	中屋　志津男	(株)白浜試錐	
班員	中屋　志郎	同志社大学	
班員	山本　俊哉	和歌山北高校	
班員	赤嶺　辰之介	サンコーコンサルタント(株)	関西地質調査業協会
班員	岩瀬　信行	キタイ設計(株)	
班員	柏木美智子	(株)白浜試錐	
班員	久保　智行	キタイ設計(株)	
班員	柴田　辰広	サンコーコンサルタント(株)	
班員	住　武人	川崎地質（株）	
班員	竹末　圭一郎	(株)白浜試錐	
班員	辻野　裕之	サンコーコンサルタント(株)	
班員	長嶺　浩人	川崎地質(株)	
班員	矢野　晴彦	中央開発(株)	
班員	山下　大輔	中央開発(株)	
班員	里深　好文	立命館大学	砂防学会・土木学会

班員構成	氏　名	所　属	所属団体
三重班長	酒井　俊典	三重大学	地盤工学会
班員	岡島　賢治	三重大学	
班員	小高　猛司	名城大学	
班員	中野　正樹	名古屋大学	
班員	野田　利弘	名古屋大学	
班員	相澤　泰造	三重大学	中部地質調査業協会
班員	奥村　建夫	東邦地水(株)	
班員	関口　尚志	明治コンサルタント(株)	
班員	中谷　仁	(株)日さく	
班員	徳間　伸介	川崎地質(株)	
班員	長谷川謙二	玉野総合コンサルタント(株)	
班員	服部　康浩	応用地質(株)	
班員	濱本　拓志	(株)ダイヤコンサルタント	
班員	伏屋　行雄	日特建設(株)	
班員	由井　恒彦	松阪鑿泉(株)	

合同調査団の活動にあたり、地盤工学会本部、地盤工学会関西支部、地盤工学会中部支部、日本地質学会、日本応用地質学会、関西地質調査業協会、中部地質調査業協会の支援を得た。また、現地調査や資料提供などで多大なご支援とご助力を頂いた国土交通省近畿地方整備局、奈良県、和歌山県、三重県はじめ関連自治体の方々に感謝の意を表する。最後に、今回の合同調査団の活動に対して、社団法人近畿建設協会より調査資金の助成を頂いたことを記し、感謝の意を表する。

第Ⅰ編　平成23年台風12号による
災害概要

第Ⅰ編　平成 23 年台風 12 号による被害の概要

目　　次

１．平成 23 年台風 12 号による気象概要 ····· Ⅰ－ 1

２．被害の概要 ····· Ⅰ－ 7

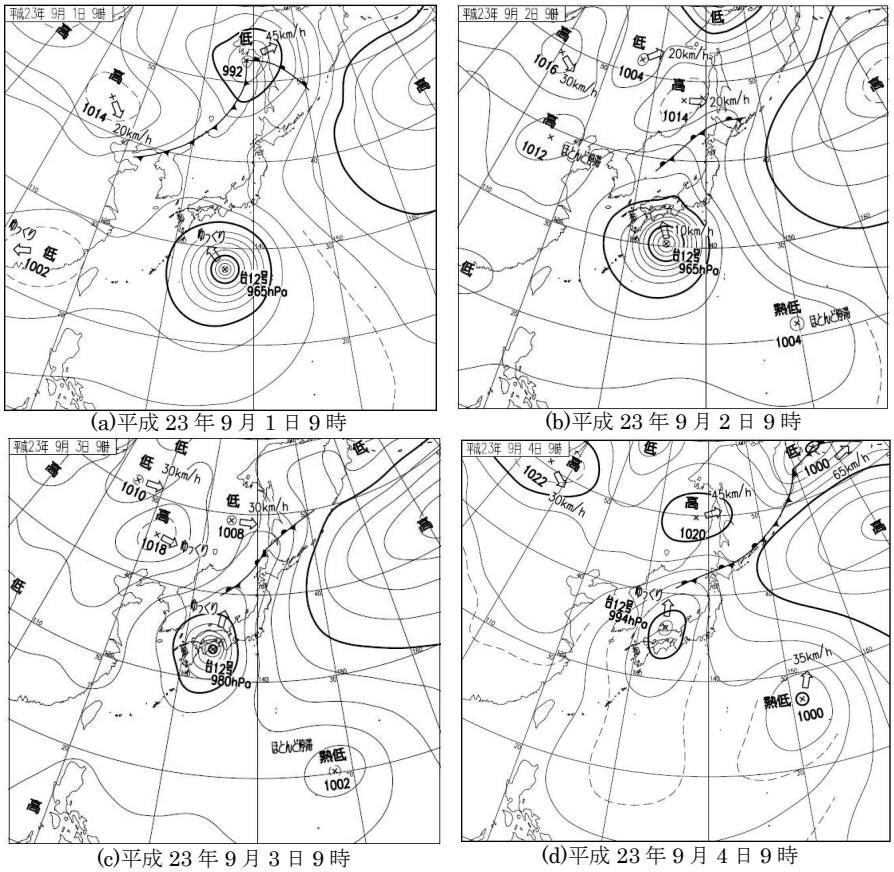
第Ⅰ編　平成 23 年台風 12 号による被害の概要

１．平成 23 年台風 12 号による気象概要

(1) 平成 23 年台風 12 号の特徴

気象庁の報告 1)によると 2011 年 8 月 25 日 9 時にマリアナ諸島の西の海上で発生した台風第 12 号は，発達しながらゆっくりとした速さで北上し，28 日には強風半径が 500 キロメートルを超えて大型の台風となり，30 日には中心気圧が 965 ヘクトパスカル，最大風速が 35 メートルの大型で強い台風となった．台風は，その後もゆっくりとした速度で北上を続け，30 日に小笠原諸島付近で進路を一旦西に変えた後，9 月 2 日には暴風域を伴ったまま北上して四国地方に接近し，3 日 10 時前に高知県東部に上陸した．その後，台風はゆっくりと北上して四国地方，中国地方を縦断し，4 日未明に日本海に進んだ．

図 1.1 に示す天気からわかるように，台風が大型で，日本列島を挟むように中国大陸と太平洋にある高気圧の影響を受けて，9 月 2 日～4 日まで非常にゆっくりした動きである．そのため，長時間にわたって台風周辺の非常に湿った空気が西日本から北日本にかけて流れ込み，山沿いを中心に広い範囲で記録的な大雨となった．特に，紀伊半島では台風の進行方向の東側となり，台風の中心に向かって反時計周りの湿った空気が，1,000m 級の斜面にぶつかることによって，雨雲の発達しやすい状態が長く続いたと考えられる．



(a)平成 23 年 9 月 1 日 9 時　(b)平成 23 年 9 月 2 日 9 時

(c)平成 23 年 9 月 3 日 9 時　(d)平成 23 年 9 月 4 日 9 時

図 1.1　平成 23 年 9 月 1 日～4 日 9 時の天気図 2)

(2) 平成 23 年台風 12 号の降雨の特徴

台風 12 号による降雨の特徴として，気象庁の報告 [1]によると図 1.2 示すように中国，四国，近畿，中部に渡って広範囲で 72 時間降水量 200mm 以上を記録している．

特に紀伊半島では，図 1.3 に示すように 8 月 30 日 17 時からの総降水量は広い範囲で 1,000mm を超え，奈良県上北山村にあるアメダスでは 72 時間雨量が 1652.5mm とこれまでの国内の観測記録である 1,322mm（宮崎県神門（みかど））を大幅に上回り，総降水量は 1,808.5 ミリに達し，一部の地域では解析雨量で 2,000 ミリを超えるなど，記録的な大雨となった．また，この図から奈良県南部，和歌山県南部および三重県南部の山間部で記録的な期間降水量があったと言える．

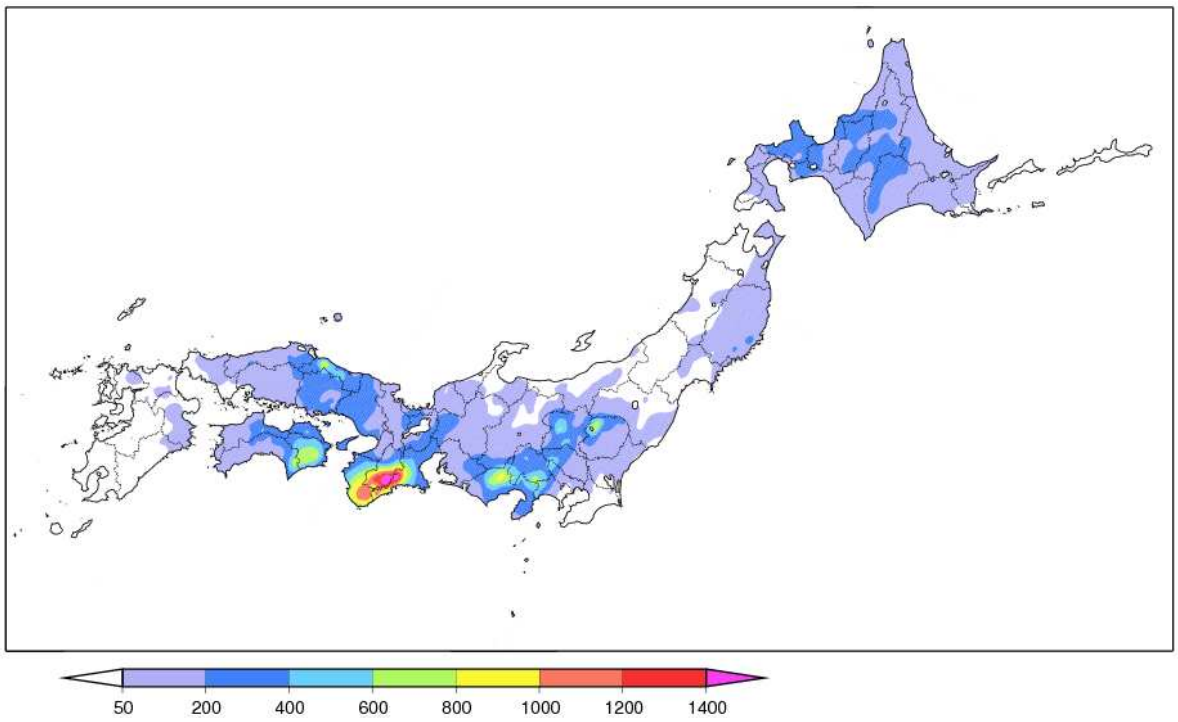
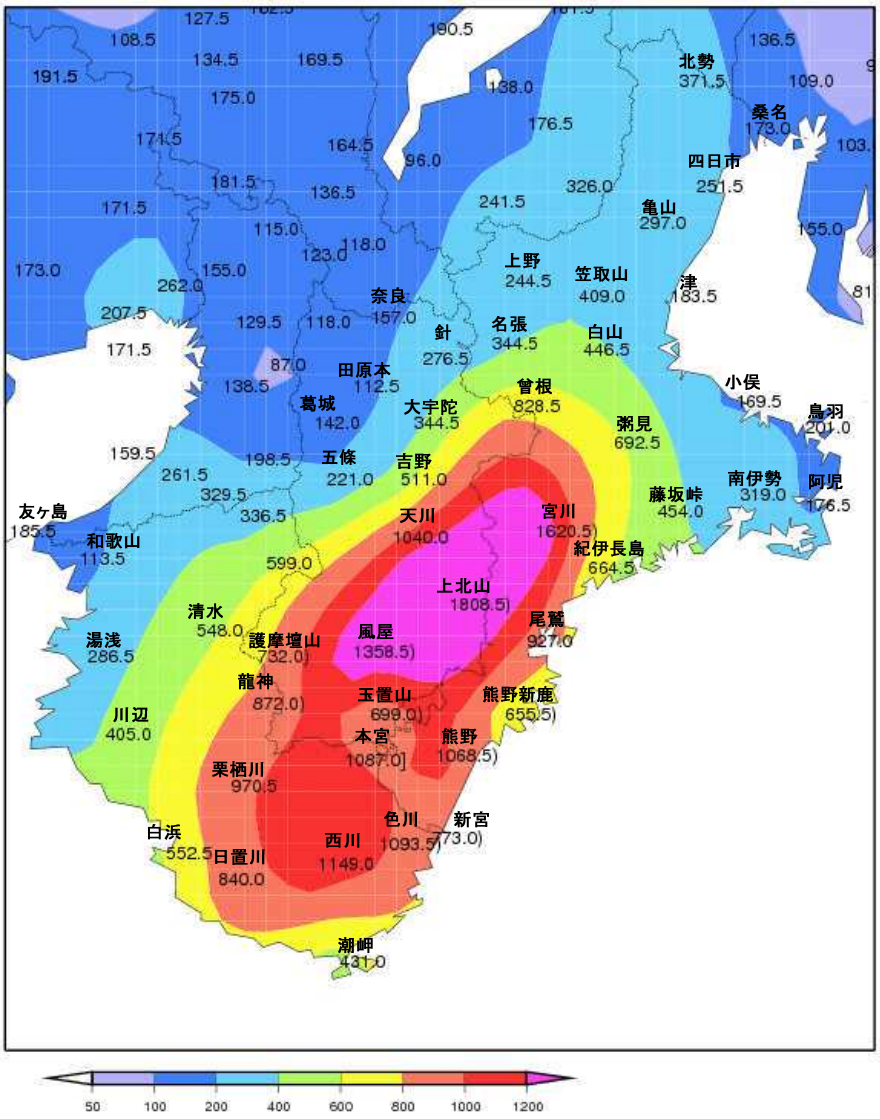


図 1.2　平成 23 年 8 月 30 日 18 時～9 月 4 日 24 時のアメダス期間降水量 [1]



※データに付加する記号について
「)」: 統計値を求める対象となる資料の一部が欠けているが、許容する資料数を満たす値
「]」: 統計値を求める対象となる資料が許容する資料数を満たない値

図 1.3　平成 23 年 8 月 30 日 18 時～9 月 4 日 24 時のアメダス期間降水量 [2]に一部加筆

次に，降雨量時系列を見てみると図 1.4 のとおりで 1 日から 3 日までほとんど降雨がやむことなく降り続けていることがわかる．上北山，風屋は時間雨量 20～30mm の降雨が継続して 1,400~1,800mm を記録していることが特徴である．一方，宮川や西川では，時間雨量 20~30mm の雨量が継続し，かつ時間雨量 70~80mm と強い降雨を記録していることが特徴である．これら観測地点における 9 月の月間降水量平均値と今回の一連の降雨を比較すると，今回の台風 12 号による降雨がいかに多いか確認することができる．

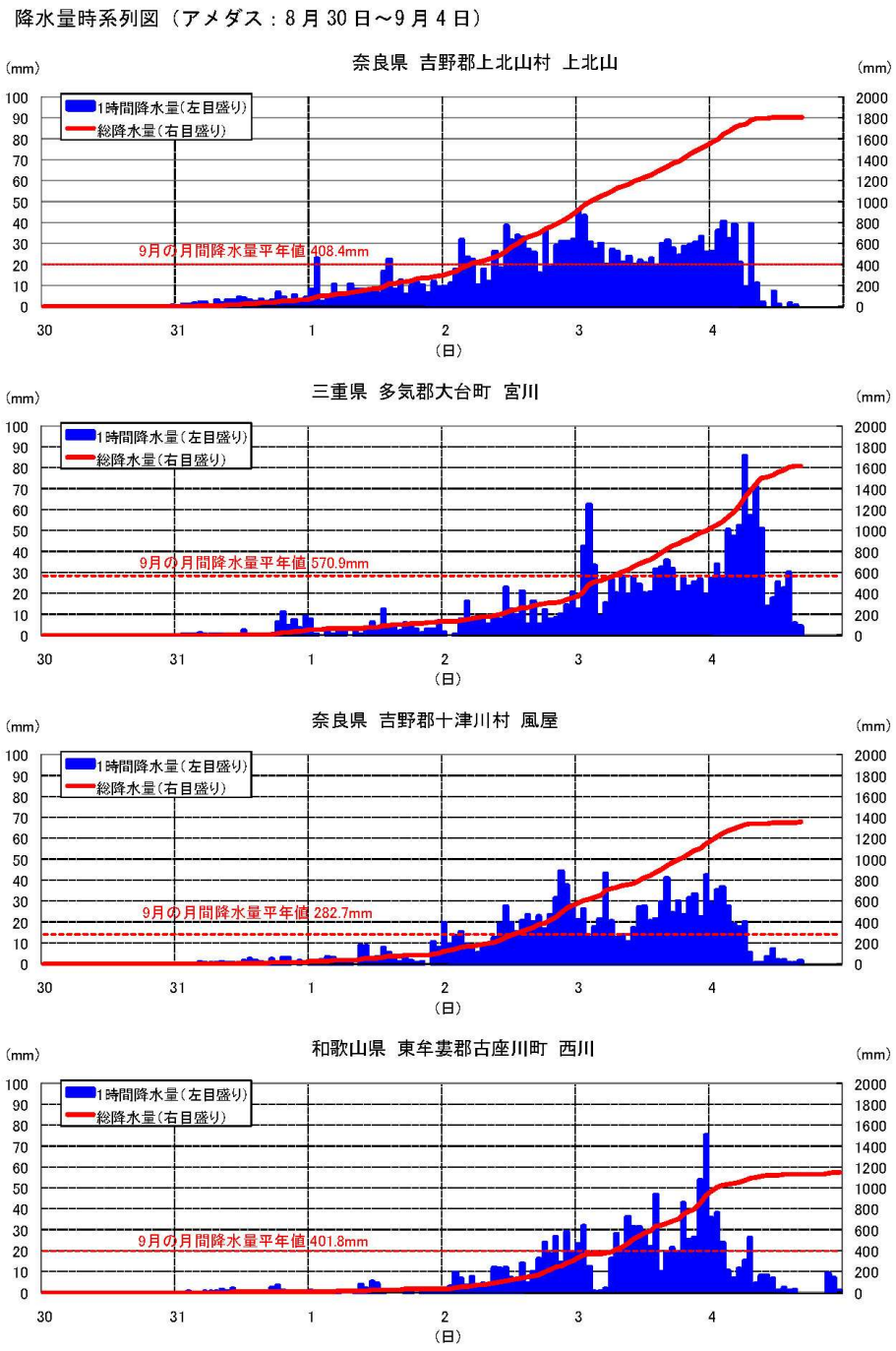


図 1.4　平成 23 年 8 月 30 日 18 時～9 月 4 日 24 時の降雨時系列変化(アメダス)[2)]

奈良県，和歌山県，三重県で観測史上を更新した観測地点(奈良県，和歌山県，三重県に限定)について 1 時間降水量が観測史上 1 位を更新した地点を表 1.1 に，24 時間降水量についても記録更新したものがあるが，今回の降雨の特徴を示すために，ここでは 72 時間降水

量が観測史上1位を更新したものを表1.2に示した．この表から，三重県南部，和歌山県南部においては，1時間雨量と72時間雨量ともに更新している地点があるのに対して，奈良県南部においては，72時間雨量のみで観測史上1位を更新している．このことから，三重県，和歌山県では，これまでに観測記録上経験のない1時間雨量および72時間雨量を経験したこと，奈良県については，1時間雨量は過去記録しているが，72時間雨量はこれまでの観測記録を上回る降雨であったと言える．

以上，平成23年台風12号による降雨の特徴は，気象観測史上を更新する72時間雨量を記録した地点が奈良県，和歌山県，三重県で22点もあり，広範囲で大量の継続降雨を受けた点である．さらに一部の観測地点では，1時間降水量が観測記録を上回る箇所もあり，記録的な豪雨であったと言える．

表1.1　奈良，和歌山，三重で1時間降水量が観測史上1位を更新した地点(アメダス：8月30日~9月6日)[1]より抜粋

都道府県	地点名	最大1時間雨量			これまでの観測史上1位		
		(mm)	月日	時分	(mm)	年月日	時分
三重県	熊野新鹿	101.5@	9月4日	5:02	92	2009/9/28	15:07
和歌山県	新宮	132.5@	9月4日	3:57	98	2001/9/30	21:00
和歌山県	西川	76	9月4日	0:06	75	1988/9/6	10:00
和歌山県	日置川	68	9月3日	20:46	68	1993/9/9	5:00

※：統計期間10年以上の地点

※：「@」統計値を求める対象となる期間に欠測がある値

表 1.2　奈良，和歌山，三重で 72 時間降水量が観測史上 1 位を更新した地点(アメダス：8 月 30 日~9 月 6 日)[1)より抜粋]

都道府県	地点名	最大 24 時間雨量			これまでの観測史上 1 位		
		(mm)	月日	時分	(mm)	年月日	時分
三重県	粥見	617.5	9/4	20:40	589	2004/9/30	11:40
三重県	宮川	1519.0@	9/4	17:20	995.5	2011/7/20	21:00
三重県	紀伊長島	631.0	9/5	3:30	516	2000/9/13	23:00
三重県	熊野新鹿	609.0@	9/5	2:20	502	2002/9/29	9:00
三重県	御浜	1036.0@	9/4	8:50	666	2001/8/22	4:00
奈良県	曽爾	695.0	9/4	9:00	436	1992/8/20	3:00
奈良県	吉野	501.0	9/4	12:10	255.5	2011/7/21	8:00
奈良県	上北山	1652.5@	9/4	8:40	945	1999/8/7	23:00
奈良県	風屋	1303.0@	9/4	7:40	550	1997/7/28	18:00
奈良県	玉置山	690.5@	9/3	23:30	569	2011/7/20	13:10
和歌山県	かつらぎ	331.0	9/4	4:10	303	1982/8/3	15:00
和歌山県	高野山	582.5	9/4	7:20	505@	1982/8/3	14:00
和歌山県	清水	545.5	9/4	9:40	418	1982/8/3	13:00
和歌山県	龍神	869.0@	9/4	2:00	679.5	2011/7/21	1:00
和歌山県	川辺	404.0	9/4	3:00	290.5	2011/7/21	1:20
和歌山県	本宮	1089.0@	9/3	23:10	648.5	2011/7/20	13:30
和歌山県	来栖川	934.5	9/4	8:00	441.5	2011/7/21	1:20
和歌山県	新宮	763.0@	9/4	8:30	425	2000/10/22	18:00
和歌山県	西川	1114.0@	9/5	1:40	785	2011/7/20	21:40
和歌山県	色川	1060.5@	9/4	8:10	819	2001/8/22	1:00
和歌山県	日置川	834.0	9/4	9:00	497	1982/7/27	1:00
和歌山県	潮岬	416.5	9/4	7:00	389	1998/7/19	2:00

※：統計期間 10 年以上の地点

※：「@」統計値を求める対象となる期間に欠測がある値

２．被害の概要

台風 12 号による記録的な豪雨となり，死者 78 名，行方不明者 16 名，全壊 371 棟，半壊 2,907 棟，床上浸水 5,657 棟、床下浸水 19,152 棟の人的・住家被害 3)があった．また，この豪雨によって河川被害 4)は，国管理河川施設被害 17 水系 115 箇所，道府県管理河川施設被害 1,933 箇所が発生した．また土砂災害 4)は以下のとおり広域にわたって発生した．

- 土石流等 92 件（栃木，神奈川，山梨，三重，滋賀，兵庫，奈良，和歌山，鳥取，島根，岡山，徳島，愛媛，高知）
- 地すべり 28 件（山梨，静岡，三重，奈良，和歌山，兵庫，鳥取，徳島，愛媛）
- がけ崩れ 82 件（北海道，群馬，神奈川，埼玉，山梨，静岡，三重，奈良，和歌山，鳥取，島根，岡山，広島，徳島，香川）

道路，鉄道などにも被害 3)(台風 15 号による被害も含まれる)がおよび平成 23 年 11 月 9 日時点で，住民は避難しているが土砂崩れで道路が寸断され孤立している集落 1 地区(奈良県十津川村 1 地区)，通行止め道府県道 128 区間，平成 23 年 12 月 3 日の始発列車より運転再開が予定されている JR 西日本の紀勢線(新宮～紀伊勝浦間)，また三岐鉄道の三岐線(保々～梅戸井間)も運休(平成 23 年 11 月 10 日に運転再開)している．

港湾施設などの被害 3)は，19 港湾 38 箇所十勝，木本，二木島，姫路，尼崎西宮芦屋，東播磨，津名，日置，古座，鳥取，徳島小松島，日和佐，今切，粟津，高松，東予，新居浜，今治，下ノ加江）で発生している．

特に，紀伊半島ではこの台風 12 号の降雨によって，山間部で大規模な斜面崩壊およびその崩壊土砂による河道閉塞，土石流，河川では護岸，堤防の被害が多数発生した．

本報告書では，奈良県，和歌山県，三重県で発生した土砂災害について，各編で述べる．

最後に,台風 12 号によってお亡くなられた方々のご冥福をお祈り申し上げますとともに，被災された多くの方々に心よりお見舞い申し上げます．

引用文献

1)気象庁：台風第 12 号による大雨,気象庁 HP
(URL:http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/new/jyun_sokuji20110830-0906.pdf)
2)奈良地方気象台:平成 23 年台風第１２号による大雨と強風について,奈良地方気象台 HP
(URL:http://www.jma-net.go.jp/nara/kishou/saigai_kishou.htm)
3)消防庁災害対策本部：台風 12 号による被害状況及び消防機関の活動状況等について(第 16 報),消防庁 HP(URL:http://www.fdma.go.jp/bn/2011/detail/731.html)
4)国土交通省：平成 23 号台風第 12 号及び 15 号による被害状況等について(第 44 報),国土交通省 HP(URL:http://www.mlit.go.jp/saigai/saigai_110901.html)

第Ⅱ編　奈良県における地盤災害

第Ⅱ編　奈良県における地盤災害

目　　次

１．調査概要 ····· Ⅱ-1

２．地形・地質概要 ····· Ⅱ-2

３．2011 年台風 12 号による奈良県南部の山岳地域における雨量と斜面の崩壊 ····· Ⅱ-10

４．主要な崩壊地域の調査報告 ····· Ⅱ-14
4.1　天川村坪内地区アシノセ谷（天川中学校対岸）····· Ⅱ-14
4.2　天川村坪内地区坪内谷 ····· Ⅱ-17
4.3　天川村坪内地区冷や水（坪内地区南方） ····· Ⅱ-20
4.4　天川中学校付近の洗掘被害 ····· Ⅱ-24
4.5　天ノ川の堰止めによる浸水被害 ····· Ⅱ-27
4.6　五條市大塔町辻堂地区 ····· Ⅱ-30
4.7　五條市大塔町清水地区～宇井地区 ····· Ⅱ-32
4.8　五條市大塔町長殿北地区(川原桶) ····· Ⅱ-34
4.9　五條市大塔町赤谷地区 ····· Ⅱ-41
4.10　十津川村野尻地区 ····· Ⅱ-47
4.11　十津川村川津地区(法主尾山東) ····· Ⅱ-49
4.12　十津川村三浦地区 ····· Ⅱ-52
4.13　黒滝村中戸(柏原谷)地区 ····· Ⅱ-55
4.14　黒滝村赤滝地区 ····· Ⅱ-59
4.15　川上村迫地区 ····· Ⅱ-63
4.16　川上村高原川地区 ····· Ⅱ-67

平成 23 年台風 12 号による紀伊半島における地盤災害合同調査団

奈良県班 調査報告

1. 調査概要

(1) 調査班員(合計 29 名)

三田村宗樹(班長)

朝比奈利廣，飯田智之，石田幸二，植田康宏，宇都 秀幸，大北耕三，奥田 尚，加藤正司，金森 潤，鏡原聖史，木村克己，酒井信介，篠原正男，高尾秀之，田久 勉，束原 純，東田 淳，栃本泰浩，中川 渉，成子浩明，林 慶一，平井孝治，平川英樹，藤田 崇，松本修司，村橋吉晴，南 幸孝，柳田 誠 (以上，あいうえお順)．

(2) 調査場所：奈良県南部の川上村，黒滝村，天川村，五條市大塔町，十津川村．

主要な斜面変動を生じた 21 箇所のうち 14 か所を調査

交通・立ち入り規制が厳重であり，奈良県，五條市，十津川村それぞれの許可を得た．

(3) 調査対象：台風 12 号に伴う大雨で発生した主要な大規模な斜面変動

(4) 調査日：9 月 17 日，23 日～25 日の 4 日間（発生の約 3 週間後，9 月 17 日は予備調査）

(5) 調査方法：地表踏査

周辺の地質，崩積土の堆積状況，湧水状況などの目視観察．その際，なるべく崩壊地に近づいての踏査を心がけたが，滑落崖等の２次崩壊の恐れがある危険な箇所については，川の対岸や向かいの尾根からの観察となった．

(6) 調査結果概要：調査の結果，以下の状況が確認できた．

- 大半の崩壊が，泥質メランジュ（泥質混在岩）でかつ流れ盤構造の斜面で発生した．
- 過去の崩積土と共に地山が崩壊している箇所が多かった．
- 多くの崩壊前地形に地すべり地形（不規則な変状など）が認められる．
- 黒滝村赤滝の２つの崩壊斜面は断層破砕帯からなる．

謝辞

現地調査とその取りまとめにあたって，奈良県の土木部砂防課，道路管理課，五條土木事務所，吉野土木事務所，五條市，十津川村役場，天川村役場には，現地立ち入りに関しての便宜を図っていただいたほか，写真や崩壊日時等の資料提供をいただいた．ここにお礼申し上げます．

2. 地形・地質概要

1) 地形概要

【三田村宗樹・木村克己】

奈良県における今回の土砂災害での主要な地域は，紀伊半島中央部の山岳地域である．特に大規模な斜面変動は 20 箇所以上に達する．図 2.1 は，主要な斜面変動が発生した熊野川(新宮川水系)の中・上流域を中心したその周辺域の地形図である．熊野川は，大峰山脈に源をもち，紀伊山地中央部を流下し，熊野灘に流れる延長 183km，流域面積 2,360km^2 の一級河川である．中・上流域の十津川村では十津川(とつかわ)，五條市域では天ノ川(てんのかわ)と呼ばれる．被災地周辺の河面標高は風屋ダム下流で 220m，猿谷ダム下流で 400m，九尾ダム下流で 550m となっている．周辺の紀伊山地稜線の多くが標高 1,000mを上回り，上流域の大峰山脈主要部は標高 1800m を上回るため，稜線と谷の比高は 700～1,000m に達する．

熊野川中・上流域の東側には南北に連なる大峰山脈がある．大峰山脈は八経ヶ岳(標高 1,915m)を最高峰とし，北部の山上ヶ岳(標高 1,719m)，大普賢岳(標高 1,780m)から，中南部の釈迦ヶ岳(標高 1,800m)，玉置山(標高 1,076m)などの山からなり，吉野から熊野へ至る約 100km の稜線が連なる．新宮川水系と吉野川水系は，大峰山脈北部の大天井ヶ岳(標高 1,439m)から西へ延びる稜線によって隔てられる．国道 168 号では天辻峠(天辻トンネル)，国道 309 号では新川合トンネルがその分水界に位置する．

熊野川中・上流部の西側には北部の陣ヶ峰(標高 1,106m)から護摩壇山(標高 1,372m)に至る和歌山・奈良県境となる稜線が南北に延びる．護摩壇山から東に延びる稜線には伯母子岳(標高 1,344m)が位置する．

熊野川は，これらの山地内を南へ流下するが，東西両側の山地から延びる東北東－西南西方向の大きな尾根によって規制された東西方向に流れる支流が合流する大きな水系網を成している．これは，この周辺地域に広く分布する四万十帯地層群の全般的な地質構造である東北東－西南西走向，北傾斜に規制されたものとみられる．

図 2.2 に国土地理院 50m メッシュ標高データから評価した斜面傾斜方向分布図を示す．上記のように，熊野川流域では，四万十帯地層群の地質構造に規制され，黄色～赤色で示される北西傾斜の斜面が比較的連続して東北東－西南西方向に伸びる．この方向の斜面は全般的な地層の傾斜方向と斜面傾斜方向がほぼ一致する状況となっていて，いわゆる流れ盤斜面である場合が多い．この斜面と反対側は，南東方向に稜線をもつ尾根が櫛状にいくつも発達し，その両側に北東傾斜と南西傾斜の斜面が発達している．

図 2.3 に同じ標高データを用いた斜面傾斜角分布図を示した．図の北部の地域である吉野川左岸の山地斜面の傾斜角は，10～30 度の傾斜が卓越するのに対して，天辻峠を越えて南側の熊野川流域の山地斜面は 20～40 度の傾斜が卓越し，40 度を上回る傾斜角を持つ斜面も分布する．

2) 斜面変動箇所の地形的特徴

台風 12 号の降雨によって生じた大規模な斜面変動の多くは，熊野川流域の斜面で発生しており，発生域の標高は崩壊域基部では 400～800m，冠頭部では 500～1,000m で，その多くが攻撃斜面から連続する斜面中・上部にかけて発生している．吉野川水系では，川上村迫，黒滝村赤滝などで発生している．

斜面変動を生じた斜面の傾斜方向は北西-北傾斜の斜面が多い．上記のようにその多くが流れ盤状の斜面とみられる．四万十帯地層群の褶曲構造に伴って，地域的に地層の傾斜方向が異なり，それに伴って南傾斜の斜面もあり，そこでも崩壊が発生している．

崩壊域の斜面傾斜角は図 2.3 から見ても判るように，20～30 度前後の斜面で発生している箇所がほとんどである．各調査班の具体的な報告にもあるように，崩壊前の地形に少なからず斜面変動の特徴が認められ，防災科学研究所が作成した地すべり地形分布図(図 2.4)の斜面変動域の記載される箇所での崩壊が生じているほか，明治 22 年の崩壊と同様の箇所あるいはその隣接地で発生している．

主要な崩壊箇所の地形・地質的な特徴について表 2.1 にまとめた．崩壊域の基部標高などは明確でないので暫定的に記載した．今後の詳細な調査結果を待ちたい．

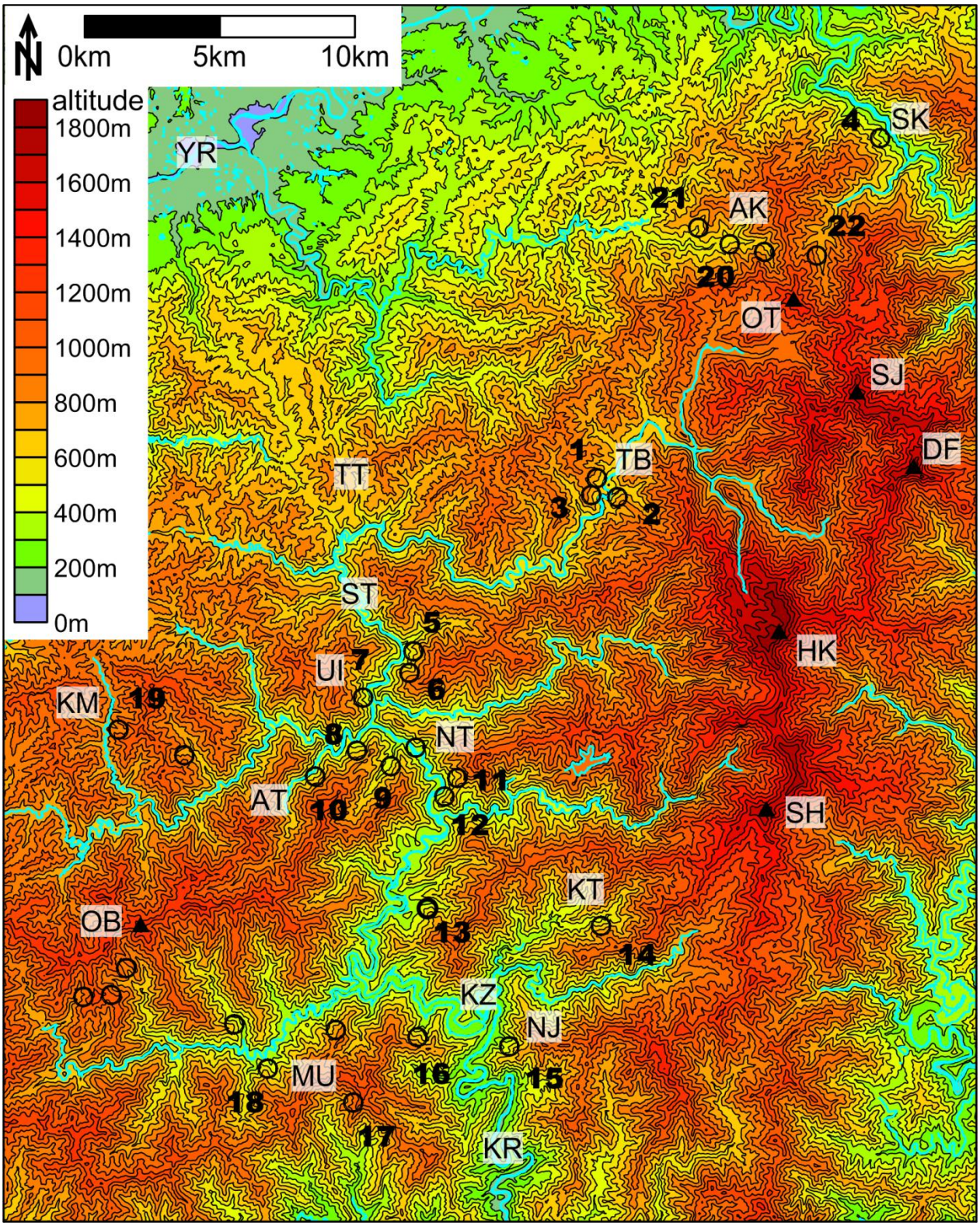


図 2.1　台風 12 号の降雨に伴い発生した斜面変動の主要個所と熊野川中上流域の周辺の地形図

○印：台風 12 号の降雨に伴い発生した斜面変動の主要個所(表 1 の地点番号参照).

▲印：山頂；OT:大天井ヶ岳，SJ:山上ヶ岳，HK:八経ヶ岳，SH:釈迦ヶ岳，OB:伯母子岳

SK:迫，AK:赤滝，TB:坪内，TT:天辻，ST：猿谷ダム，UI：宇井，NT：長殿，AT：赤谷，KM：北股，KT：栗谷，KZ：風屋ダム，NJ：野尻，MU:三浦，KR：熊野川，YR：吉野川．国土地理院 50m メッシュ標高 DEM を利用

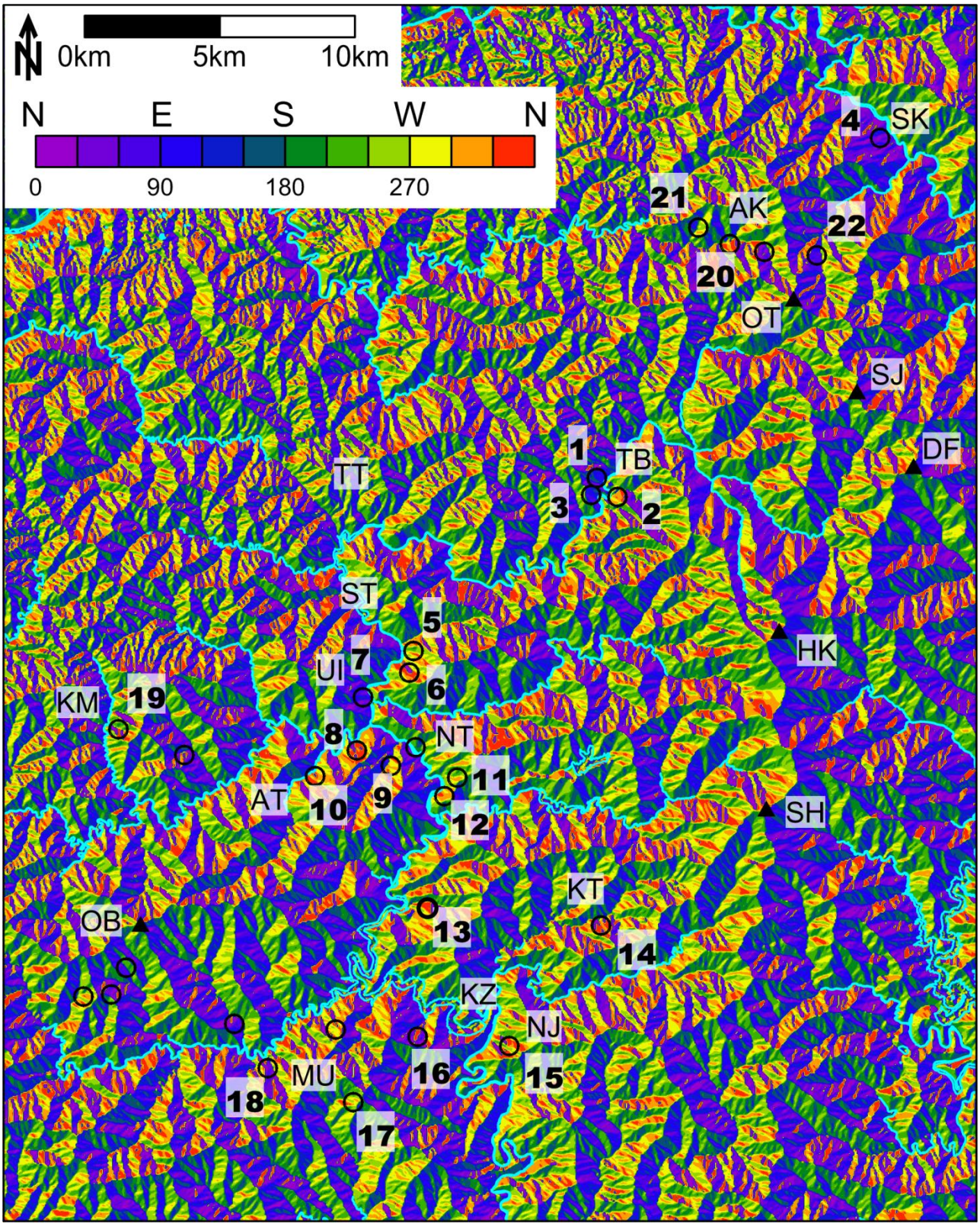


図 2.2 台風 12 号の降雨に伴い発生した斜面変動の主要個所と熊野川中上流域の周辺斜面傾斜方向分布図
○印：台風 12 号の降雨に伴い発生した斜面変動の主要個所(表 1 の地点番号参照).
▲印：山頂；OT:大天井ヶ岳，SJ:山上ヶ岳，HK:八経ヶ岳，SH:釈迦ヶ岳，OB:伯母子岳
SK:迫，AK:赤滝，TB:坪内，TT:天辻，ST：猿谷ダム，UI：宇井，NT：長殿，AT：赤谷，KM：北股，KT：栗谷，KZ：風屋ダム，NJ：野尻，MU:三浦．国土地理院 50m メッシュ標高 DEM を利用

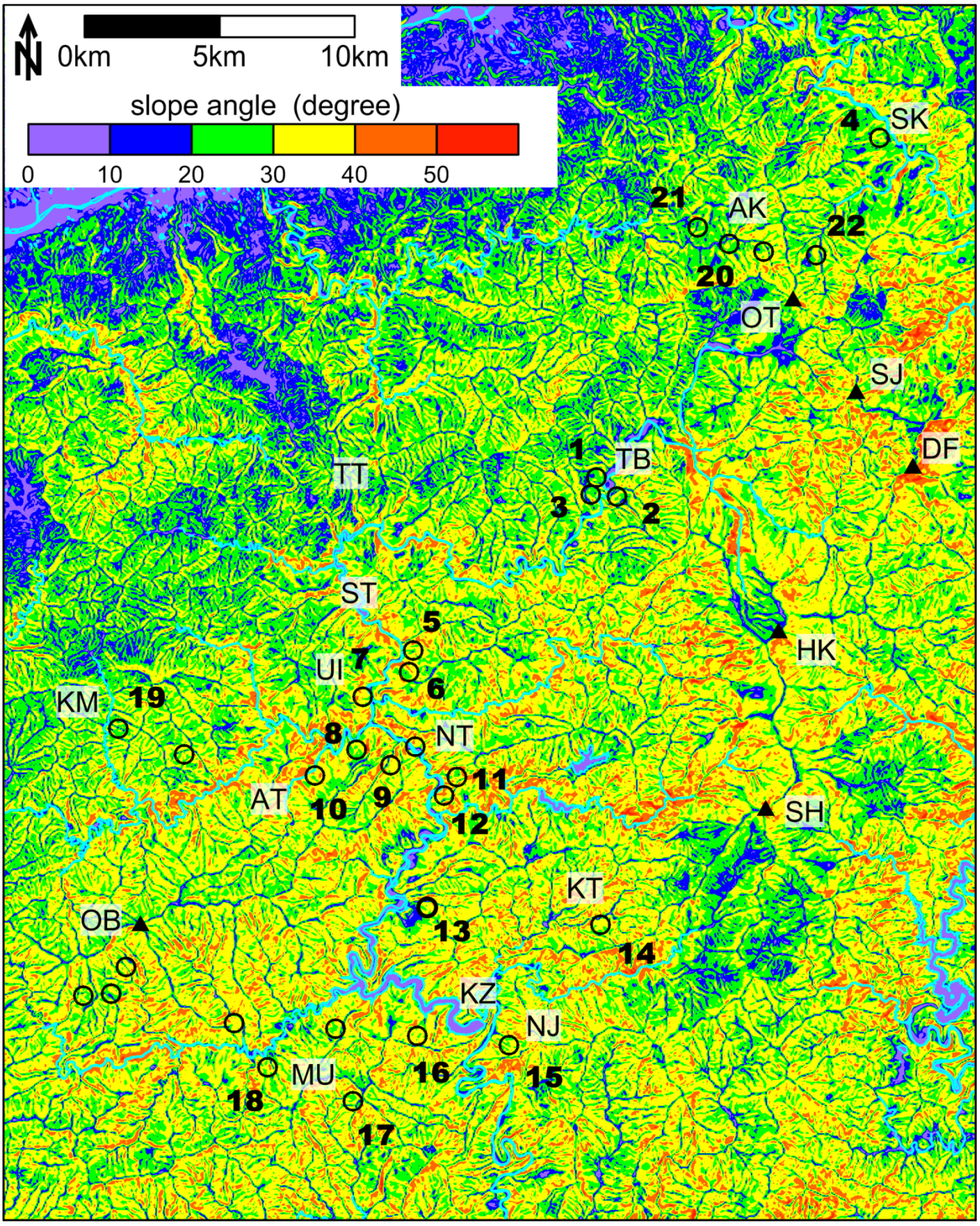


図2.3　台風12号の降雨に伴い発生した斜面変動の主要個所と熊野川中上流域の周辺斜面傾斜角分布図
○印：台風12号の降雨に伴い発生した斜面変動の主要個所(表1の地点番号参照).
▲印：山頂；OT:大天井ヶ岳，SJ:山上ヶ岳，HK:八経ヶ岳，SH:釈迦ヶ岳，OB:伯母子岳
SK:迫，AK:赤滝，TB:坪内，TT:天辻，ST：猿谷ダム，UI：宇井，NT：長殿，AT：赤谷，KM：北股，KT：栗谷，KZ：風屋ダム，NJ：野尻，MU:三浦．国土地理院50mメッシュ標高DEMを利用

表2.1　台風12号の降雨に伴い発生した主な斜面変動の地形・地質の概要(奈良県)

地点番号	地すべり地名	行政	河川と位置		崩壊物	流れ盤	地質	岩相・構造	崩壊日時	崩壊域幅(m)	崩壊域斜面長(m)	崩壊域面積(万m^2)	崩壊域冠頭部標高(m)	崩壊域基部標高(m)	崩壊域比高(m)	移動土砂到達標高(m)	崩壊域勾配(%)	崩壊域角度(度)	崩壊域冠頭からの移動土砂比高(m)	崩壊域冠頭からの土砂移動域勾配(%)	崩壊域冠頭からの土砂移動角度(度)	崩壊域冠頭からの土石到達斜距離(m)	土石流比高(m)	土石流流下距離(m)
1	坪内南日浦 アシノセ谷	天川村	天ノ川	攻撃斜面	古崩積土	○	花園層	泥質混在岩	3日20:00頃	130	240	3.1	750	640	110	650	52	24	100	40	22	270	60	210
2	坪内谷	天川村	天ノ川支流		古崩積土	○	花園層	泥質混在岩	4日8:00頃	130	350	4.6	790	600	190	600	66	29	190	58	29	380	50	250
3	坪内冷や水 九尾ダム上流	天川村	天ノ川	攻撃斜面	古崩積土	○	花園層	泥質混在岩	4日 13:00頃	240	350	8.4	740	580	160	590	52	27	150	34	19	460		
4	川上村迫	川上村	丹生川	攻撃斜面	岩盤＋ 古崩積土	○	秩父帯 山葵谷層	泥質混在岩	4日 17:20	155	510	7.9	550	350	200	400	43	23	150	32	18	490	150	380
5	辻堂北	五條市大塔町	十津川支谷		古崩積土	○	美山層	泥質混在岩	4日明け方頃	110	190	2.1	690	575	115	570	77	37	120	52	28	260	150	470
6	辻堂南	五條市大塔町	十津川支谷		岩盤＋ 古崩積土	△	美山層	砂岩／混在岩 境界	4日明け方頃	80	160	1.3	650	550	100	520	77	38	130	68	34	230	160	440
7	宇井(清水)	五條市大塔町	十津川	攻撃斜面	古崩積土	△	美山層	泥岩	4日7:07	220	420	9.2	650	370	280	360	88	41	290	52	27	630		
8	長殿北 (火ノ瀬山)	五條市大塔町	川原桶川	攻撃斜面	岩盤＋ 古崩積土	○	美山層	泥質混在岩	4日未明頃	290	880	25.5	820	360	460	400	61	32	420	41	22	1100		
9	長殿谷	十津川村	長殿谷		岩盤?+ 古崩積土	○	美山層	泥岩卓越互層	5日11:52 役場把握	280	660	18.5	850	450	400	490	75	37	360	52	28	780		
10	赤谷	五條市大塔町	赤谷	攻撃斜面	岩盤＋ 古崩積土	○	美山層	泥岩卓越互層	4日未明頃	360	1080	38.9	1050	450	600	550	67	34	500	43	23	1250		
11	長殿発電所 南方北	十津川村	十津川	攻撃斜面	岩盤？＋ 古崩積土	×	美山層	？	4日9:05役場 に第一報	235	670	15.7	950	550	400	450	74	37	500	59	30	990		
12	長殿発電所 南方南	十津川村	十津川	攻撃斜面	古崩積土？	○	美山層	？	4日9:05役場 に第一報	145	340	4.9	600	400	200	370	71	36	230	59	31	450		
13	高津	十津川村	高尾谷		古崩積土？	○	美山層	泥質岩	不明	94	240	2.3	500	350	150	360	79	38	140	61	31	270	60	820
14	野尻	十津川村	十津川		岩盤＋ 古崩積土	○	美山層	泥質混在岩	3日18:38	360	590	21.2	780	480	300	400	59	30	380	53	28	810	200	1040
15	栗平 (内原栗瀬谷)	十津川村	栗瀬谷		岩盤?+ 古崩積土	○	美山層	泥質岩	国交省6日 調査で確認	550	880	48.4	870	470	400	550	51	27	320	33	18	1010		
16	川津 (法主尾山東)	十津川村	十津川	攻撃斜面	岩盤＋ 古崩積土	○	美山層	泥質混在岩	不明	230	540	12.4	750	450	300	450	67	34	300	56	29	620		
17	三浦峠東 (今西北東方)	十津川村	釜中谷		？	×	美山層	泥岩・泥岩卓越 互層	不明	230	610	14.0	1070	740	330	650	65	33	420	44	24	1050		
18	三浦 (五百瀬南)	十津川村	神納川	攻撃斜面	岩盤＋ 古崩積土	○	美山層	泥質岩	不明	175	330	5.8	650	450	200	370	77	38	280	74	36	470	130	390
19	北股	野迫川村	北股川	攻撃斜面	岩盤＋ 古崩積土	○	湯川層	砂岩頁岩互層	4日10:10	195	380	7.4	980	820	160	840	47	25	140	33	18	450	60	340
20	赤滝東方	黒滝村	黒滝川	攻撃斜面	岩盤＋ 断層破砕帯	×	秩父帯/ 四万十帯	玄武岩質凝灰 岩/赤色泥岩	4日8:00頃 崩土確認	190	210	4.0	720	550	110	560	61	31	100	49	26	230		
21	赤滝中戸 (柏原谷)	黒滝村	黒滝川		岩盤＋ 断層破砕帯	×	赤滝層/ 伯母谷川 層	赤色泥岩/砂岩 泥岩互層	5日12:00頃	140	290	4.1	730	580	150	600	60	31	130	40	21	340		
22	高原ダム跡	川上村	高原川		岩盤＋ 断層破砕帯？	×	秩父帯山 葵谷層？	玄武岩質凝灰 岩・石灰岩	5日12:00頃	120	260	3.1	910	760	150	740	71	36	170	52	27	370		

泥質岩:泥岩，泥質混在岩，泥岩卓越砂岩頁岩互層が相当する.
赤滝層，伯母谷川層:花園層相当

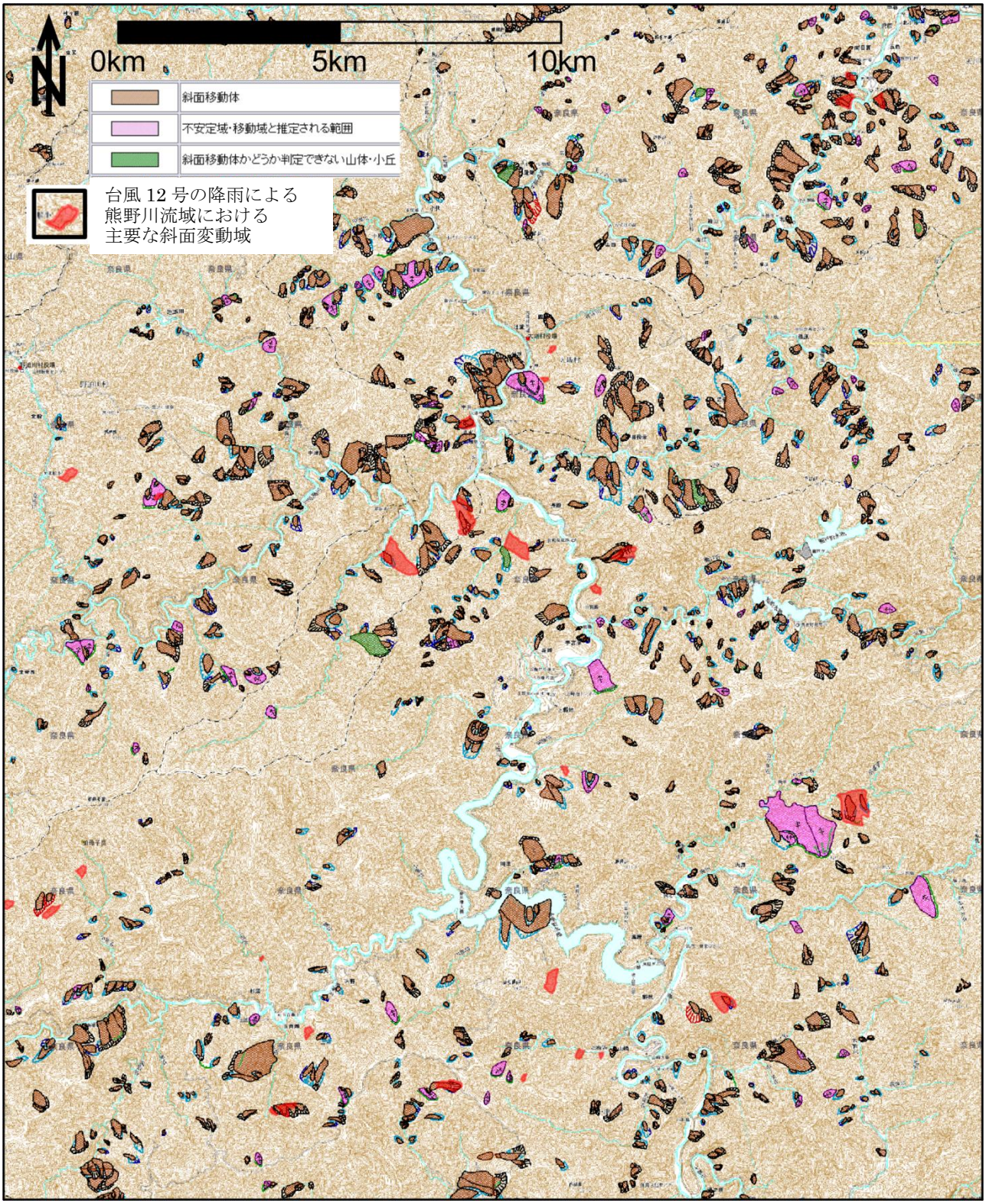


図 2.4　防災科学研究所による地すべり地形分布図に示される斜面変地形と
2011 年台風 12 号の降雨による斜面変動域

3) 地質概要 【木村克己】

奈良県南部で今回発生した大規模な斜面変動地点は，四万十帯北帯に位置している（図 2.5）．四万十帯北帯は，海洋プレートの沈み込みによって，後期白亜紀に発生した付加作用に関連して形成された付加体ないし付加コンプレックスと呼ばれる地層である．

紀伊半島の四万十帯北帯は東西性で北傾斜の帯状配列をなし，断層で境された５層に区分される．すなわち，北から南へ，花園層，湯川層，美山層，龍神層，丹生ノ川層である．四万十帯北帯の上限は仏像構造線で境されて秩父帯と，下限は御坊－萩構造線で境されて四万十帯南帯の地層と接する（図 2.5，栗本ほか，1998）．図 2.5 は 20 万分の 1 シームレス地質図（詳細版）の一部を切り出したものであり，同図では地層毎に色分けがされていないが，地層境界が表示されている．なお，図 2.5 の東部地域に分布する四万十帯北帯の地層について，大和大峰研究グループ(1998)は，花園層相当層を赤滝層と槙尾層に２分し，湯川層相当を伯母谷川層としている．以下，各層の岩相・地質構造・地質年代の特徴を既存の文献と一部現地調査による観察に基づき記述する．

花園層:岩相･地質構造の特徴から,断層で境され帯状配列をなす 4 つの岩相構造ユニット(図 2.5 の H1-H4)に細分される．岩相は全体に泥質混在岩が卓越し，泥岩，砂岩，チャートを伴った大規模な緑色岩（図 2.5 の 477）を伴う．地質構造では，北東－南西走向で北傾斜が卓越するが，東西ないし北東－南西方向の開いた褶曲構造が発達し，褶曲翼部では南北走向～北西－南東走向で西ないし東傾斜の構造を示す．傾斜は 20-40° と他の地層に比べるとゆるい．本層の砂岩頁岩互層の砂岩は層理が破断し，泥質混在岩には鱗片状劈開が発達する．構造的上位のユニットでは片岩状の面構造が発達する傾向が認められる． 特に各ユニットの基底を画する断層付近では構造変形が著しい．泥質岩から産出した放散虫化石は，チューロニアンからカンパニアンの地質時代を示す（栗本，1982；大和大峰研究グループ，1998）．

湯川層:岩相は砂岩および砂岩優勢の砂岩頁岩互層が卓越し，泥岩を伴う．全体に地層は整然としており，緑色岩やチャート，泥質混在岩を伴わない．辻堂以西の地質構造は，北翼が断層で切られ，西にプランジする複向斜構造を呈し，南翼では東北東－西南西走向で北傾斜 30-70°，軸部付近では北西－南東走向，南傾斜 20-50° を示す（紀州四万十団研，1991）．付加体を特徴づける覆瓦構造が認められていない．泥質岩から産出した放散虫化石は，アルビアンからチューロニアンの地質時代を示す（四万十団研，1991；大和大峰研究グループ，1998）．

美山層：岩相・地質構造の特徴から，断層で境され帯状配列をなす 4 つの岩相構造ユニット（図 2.5 の My1-My4）に細分される．岩相は全体に砂岩頁岩互層，砂岩，泥岩，泥質混在岩からなり，泥質混在岩にはチャート・緑色岩を伴う．4 ユニットのうち，My1 ユニットは厚い砂岩層の卓越で特徴づけられる．地質構造では，東北東－西南西走向で，北傾斜 30-70° が卓越する．My1 ユニットには東西性の向斜構造が認められ，その北翼は花園層との北傾斜の境界断層によって断たれる．花園層と同様に，本層の砂岩頁岩互層の砂岩は層理が破断し，泥質混在岩には鱗片状劈開が発達する．特に各ユニットの基底を画する断層付近では構造変形が著しい．なお，美山層と南に隣接する龍神層との境界の位置は明瞭ではないが，今回の斜面変動地点はすべて美山層に属すると推定される．泥質岩から産出した放散虫化石は，チューロニアンからカンパニアンの地質時代を示す（四万十団研，1991；大和大峰研究グループ，1998）．

これらの地層の中で,岩相および地質構造的に典型的な付加体の特徴を示すのは,花園層と美山層である．今回の大規模な地すべりは，中でも美山層に集中的に発生している．

4) 斜面変動箇所の地質の特徴

美山層に分布する斜面変動箇所は，岩相と地質構造との密接な関係が認められる．すなわち，岩相では，泥質混在岩，ないし泥岩および泥岩卓越の砂岩頁岩互層の分布域であり，砂岩や砂岩卓越の砂岩頁岩互層では山頂部にわずかに分布域がかかる以外発生していない（表 2.1）．地質構造では，今回，斜面変動が発生した北ないし北西斜面はいずれも同方向の地層の傾斜と調和している（表 2.1）．辻堂北の斜面変動箇所は南斜面であるが，南傾斜の地質構造に相当する場所である．

湯川層で発生した北股の斜面変動地点は，１次谷の南傾斜の斜面であるが，これは南傾斜の地質構造を呈

する砂岩頁岩互層分布域にあたり，やはり流れ盤に相当する．

花園層分布域では，赤滝の２箇所は北東－南西で高角傾斜の断層沿い，坪内の３箇所は大規模な緑色岩ブロック付近に産出する泥質混在岩分布域で流れ盤にあたる．

文献

栗本史雄，1982，和歌山県高野山南西方にいわゆる秩父帯－上部白亜系花園層－．地質雑，88, 901-914.
栗本史雄・牧本　博・吉田史郎・高橋裕平・駒澤正夫，1998，20 万分の 1 地質図幅「和歌山」．地質調査所.
大和大峰研究グループ，1998，紀伊山地中央部の中・古生界（その６）－辻堂地域－．地球科学，52, 275-291.
紀州四万十帯団体研究グループ，1991，和歌山県中東部の日高川層群湯川累層・美山累層－紀伊半島四万十累帯の研究（その１２）－．地球科学，45, 19-38.

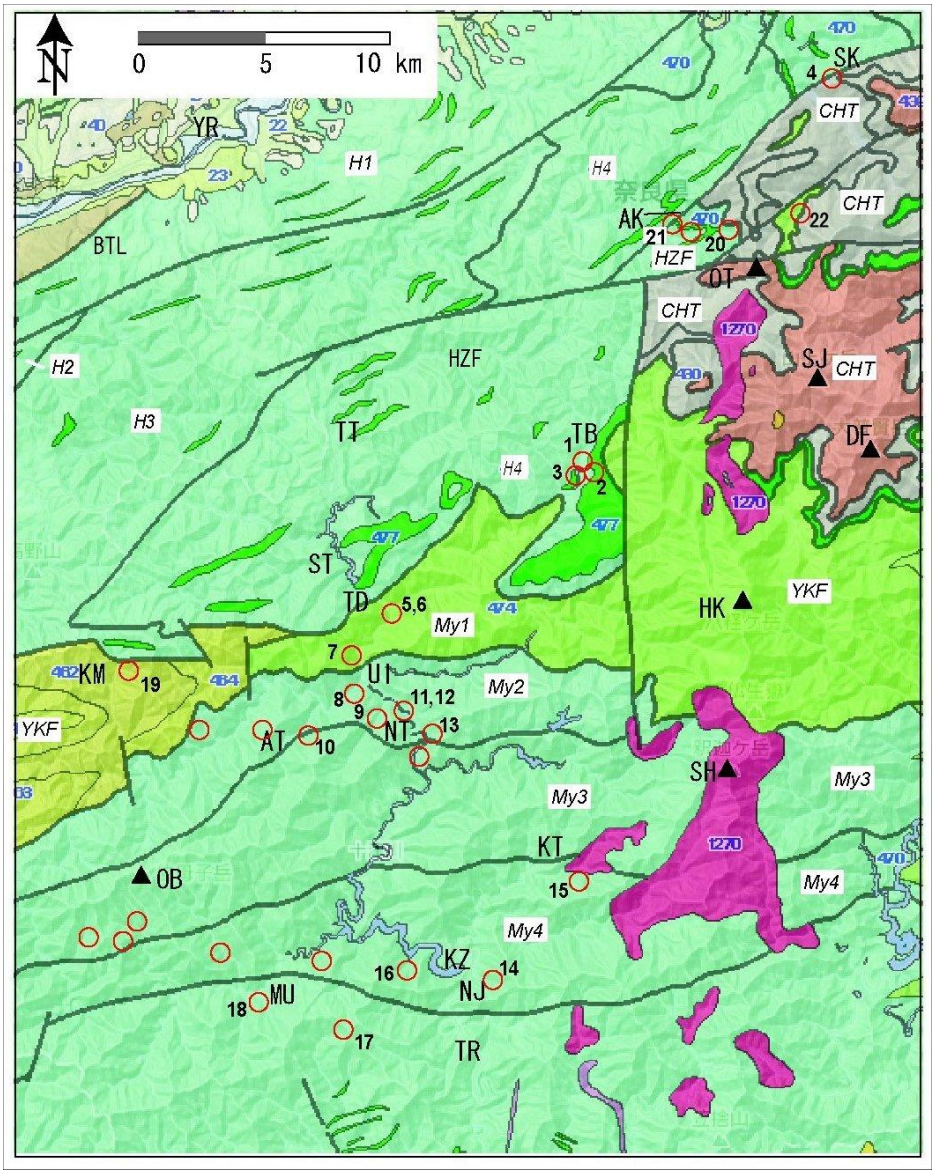


図 2.5　台風 12 号の降雨に伴い発生した斜面変動の主要箇所と熊野川中上流域周辺地質図
CHT：秩父帯，H1-H4：花園層の４つの層序構造ユニット，YKF:湯川層，My1-My4：美山層の４つの層序構造ユニット．BTL：仏像構造線．20 万分の 1 シームレス地質図（詳細版）の一部を使用.
SJ:山上ヶ岳，HK:八経ヶ岳，SH:釈迦ヶ岳，OB:伯母子岳，SK:迫，AK:赤滝，TB:坪内，TT:天辻，ST：猿谷ダム，UI：宇井，NT：長殿，AT：赤谷，KM：北股，KT：栗谷，KZ：風屋ダム，NJ：野尻，MU:三浦.

3. 2011 年台風 12 号による奈良県南部の山岳地域における雨量と斜面の崩壊　【飯田智之】

2011 年の 8 月末から 9 月 4 日にかけて，奈良県と和歌山県の山岳地域に大雨が襲来し，大規模崩壊が多数発生した．紀伊半島の南部は多雨地域として有名であるが，今回の降雨はとりわけ多く記録的なものであった．ここでは，降雨の特徴や崩壊との関係について，明治 22 年（1989 年）のいわゆる十津川水害（以下，明治の災害とする）時のそれと比較しながら検討した結果を報告する．

1) 台風 12 号の進路

今回の大雨をもたらした台風 12 号と明治の災害時の台風の進路（陸上のみ）を図 3.1 と図 3.2 に示す．台風 12 号は明治のときと同様に，比較的ゆっくりした速度で四国に上陸し，そのまま中国地方を縦断している．両台風とも，紀伊半島からかなり離れているにもかかわらず，台風の進路の東部に位置する半島南部の山岳地域に，南方海上から湿った空気を大量に送り続け，さらに 1000m 以上の高山という地形効果（山腹に沿った上昇気流）と併せて，大量の雨を長時間継続して降らせることとなった．

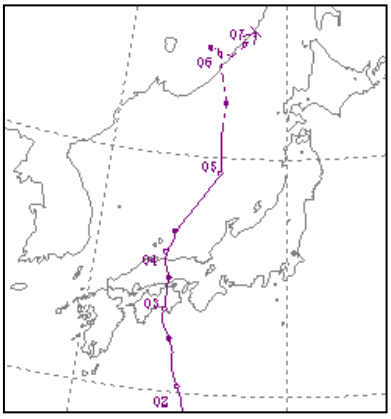


図 3.1　台風 12 号の進路図（気象庁ＨＰ資料）
○：横の数字の日(9 月)の午前 9 時の位置

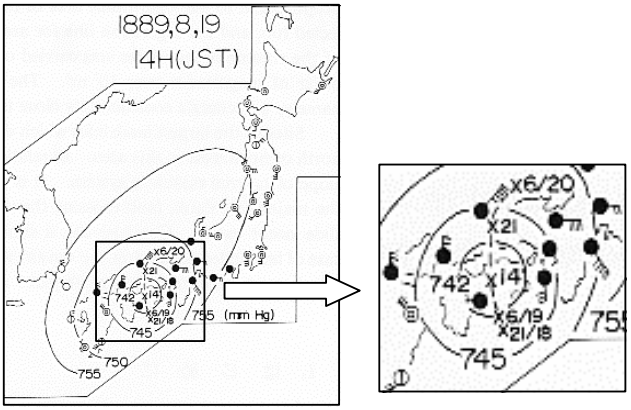


図 3.2　明治の十津川水害時の台風進路図[1]に加筆
×：明治 22 年 8/18 21 時～8/20 6 時の台風の位置

2) 降雨データ

紀伊半島全域の詳しい雨量データとしては，気象庁のレーダーアメダス解析雨量や国交省のＭＰレーダー雨量があり，それらに基づいた分析もいずれ公表されるものと思われるが，ここでは，気象庁のＨＰ（気象統計情報）から容易に入手できるアメダス雨量データにより降雨の概要を示す．奈良県内のアメダス観測地点（欠測も多い）は図 3.3 に示すとおりであるが分析に用いた観測地点は県南部山岳地域の○で囲った天川・上北山・風屋・玉置山の 4 地点と，比較のために用いた和歌山県沿岸部の新宮の 1 地点である．

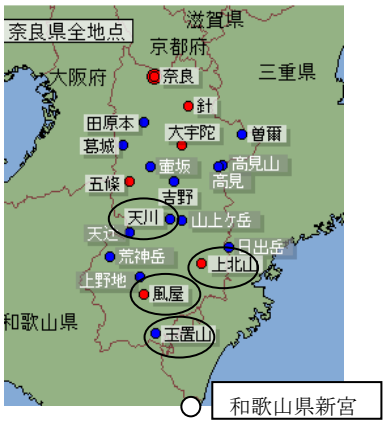


図 3.3　奈良県のアメダス観測所
（気象庁ＨＰ資料）

3) 奈良県南部の山岳地域における降雨の概況

今回は各地で記録的な降雨が報告されているが，その代表として，上北山のアメダス観測地点における雨量強度と積算雨量の経時変化図を図 3.4 に示す．8/31 から降り始めた雨は 9/4 の朝までほとんど止むことなく降り続け，5 日間の総雨量は 1800mm と日本の年平均降水量に匹敵する記録的な大雨となった．しかし，そのわりに，雨量強度は最大でも 46mm/時であり，本格的な降雨となった 9/2～9/4 朝にかけてもせいぜい 20～40mm/時程度と，集中豪雨とは呼びにくい降雨が長時間続いた．

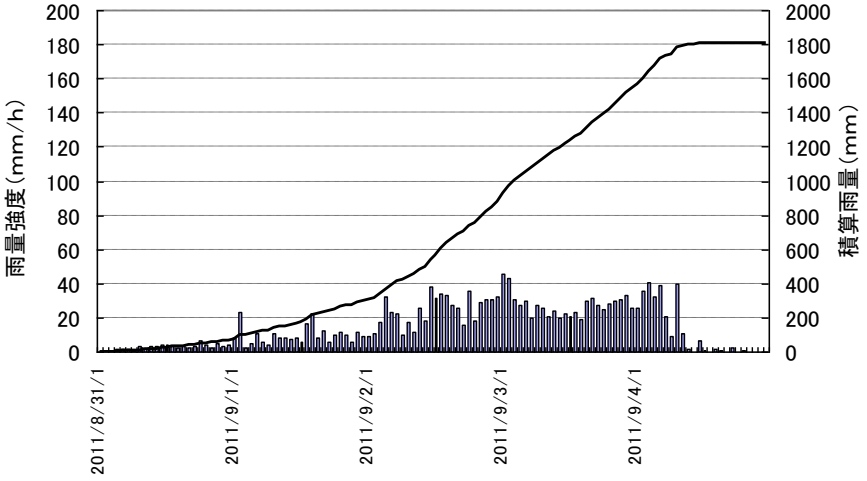


図 3.4　上北山の雨量強度（1 時間雨量）と 5 日間（8/31～9/4）の積算雨量

図 3.5 は他のアメダス観測地点も併せた積算雨量図である．上北山ほどではないが，風屋・天川・玉置山ともに 5 日間で 1000mm を越えており，総雨量としては明治の災害に匹敵するかそれに近い大雨だったといえる．一方，雨量強度に関しては，図 3.5 に○印でそれぞれの最大雨量強度を示しているが，新宮を除きせいぜい 50mm/時程度と，集中豪雨としては比較的弱かった．つまり今回の降雨の特徴は，豪雨としてはそれほど強くない降雨が長時間続いた大雨と言えよう．ちなみに，和歌山県側の山岳地域におけるアメダス観測地点においても，奈良県側と同様に，5 日間の総雨量は多いところで 1000mm 以上に達したが，最大雨量強度はほとんど 50mm/時以下であった．図 5 には，比較のために三重県との県境に近い和歌山県沿岸の新宮における積算雨量図を示しているが，総雨量は 800mm 程度と山岳地域ほどは大きな値ではなかった．しかし，最大雨量強度は 131.5mm/時と，奈良と和歌山両県のアメダス観測地点の中で最も大きな値となった．今回，深層崩壊ではなく，土石流や洪水が多発した那智勝浦から新宮にかけての沿岸地域においては，山岳地域と異なり，総雨量はそれほど多くはなかったが，100mm/時以上の集中豪雨があったものと推定される．一方，明治の災害時の山岳地域における降雨量データはないが，平野ほか(1984)[1)] は，紀伊半島沿岸における当時の雨量データと，その後に同様の経路を通った台風時の沿岸地域と山岳地域の雨量の関係から，日雨量は 1000mm 以上，最大の雨量強度は 130mm/時程度と，日雨量・雨量強度ともに記録的な大雨であったと推定している．

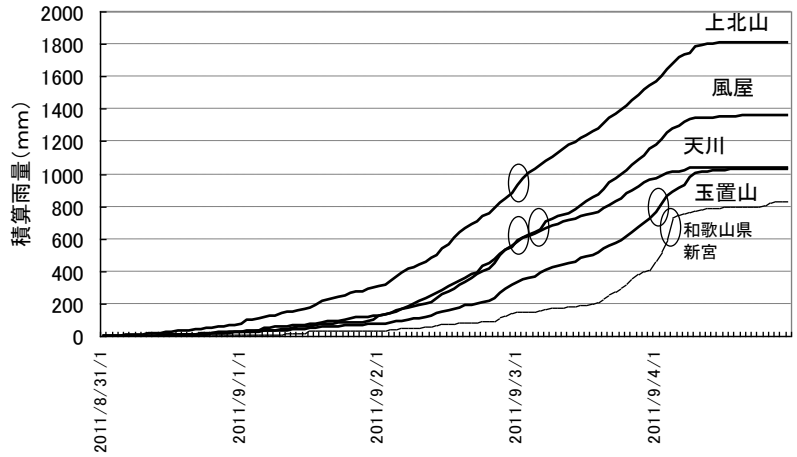


図 3.5　奈良県南部山岳地域と和歌山県沿岸（新宮）の積算雨量
最大雨量強度（○印部）（上北山 46，風屋 44.5，天川 38，玉置山 51，新宮 131.5（mm/時））

4) 降雨量と大規模崩壊の関係

(1) 大規模崩壊の限界降雨量

今回の大規模崩壊の内，天川村坪内地区の 3 箇所で発生した崩壊については，民家に近い場所だったことから概略の崩壊発生時刻が分かっている．すなわち，(1)天川中学校対岸；9/3 の 20 時頃，(2)坪内谷；9/4 の 8 時頃，(3) 坪内地区下流；9/4 の 13 時頃である（各崩壊の位置・規模・地形・地質等の詳細は別の章を参照されたし）．**図 3.6** は坪内地区から 7ｋｍ程度離れた天川アメダス観測地点における雨量の経時変化図に崩壊発生時を記入したものである．積算雨量でみると，(1)は 900㎜，(2)と(3)は 1000㎜に達したときに崩壊が発生している．一方，雨量強度でみると，(1)はせいぜい 20㎜/時，(2)は一連の降雨終了直後，(3)にいたっては，降雨終了後 6 時間も経過した無降雨時に崩壊が発生している．深層崩壊の限界降雨量を検討する際には，直接の引き金となる地下水の水位（水圧）と降雨の時間遅れの問題（浸透水の移動時間による）や，降雨観測所と崩壊部が離れていることによる降雨量の違いの問題などを考慮する必要があるが，概略の値としては，上記の値に近い雨量をそれぞれの崩壊の限界降雨量とみなすことができよう．なお，3 つの大規模崩壊の発生時刻の違いに関しては，地形・地質等何らかの素因が関係しているものと推定され，それを明らかにすることは，他地域における大規模崩壊の限界降雨量の推定に役立つと期待されるが，今後の課題としたい．

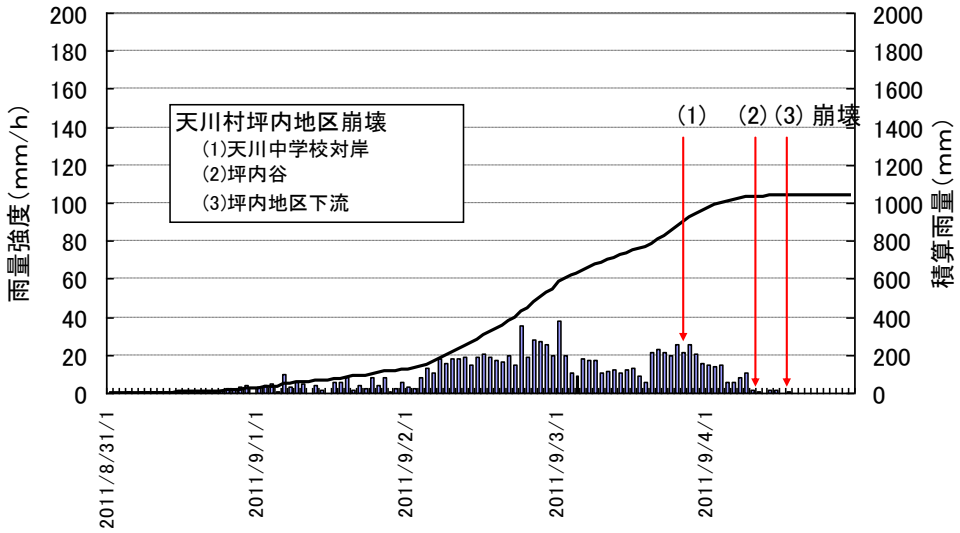


図 3.6　天川村坪内地区の雨量と大規模崩壊の関係

(2) 崩壊規模と降雨の関係

今回の大雨では，奈良県側で 20 箇所以上の大規模な崩壊が発生したが，表層崩壊のように小規模なものの発生数は，道路から見る限り非常に少なかったようである．その理由のひとつとして，今回の降雨の特徴，すなわち総降雨量は記録的な大雨だったが，降雨強度はそれほど強くなかったことが挙げられる．表層崩壊のメカニズムのひとつとして飽和側方浸透流があるが，これは降雨強度が基盤内部への浸透速度を上回るときにだけ表層の土層部に発生すると推定される．今回のせいぜい 40～50㎜/時程度の降雨強度では，降雨のほとんどは地下深部へと浸透して，飽和側方浸透流は発生しなかったものと推定され，その結果として表層崩壊がほとんど発生しなかったものと考えられる．先に述べたように，アメダス雨量データをみる限り，今回は和歌山県沿岸部の新宮観測地点でのみ 100㎜/時以上の集中豪雨に見舞われている．そして，その地域では大規模崩壊はほとんど発生していない．一方，表層崩壊については，現時点の情報は少ないが，多少は発生したようである．これに関しては，大規模崩壊発生地域は四万十帯を中心とした付加体，表層崩壊発生地域は花崗斑岩といった地質の違いの影響もありそうなので，降雨と地質の両方から検討する必要があるのは言うまでもなく，今後の課題としたい．また，平野

ほか(1984)[1)] によれば，明治の災害時は，降雨強度（130㎜/時），総雨量(最大日雨量は 1000㎜ 以上と推定されたので，総雨量は当然それ以上)ともに大きく，その結果として，中間的な規模の崩壊も含めて大規模崩壊や小規模な表層崩壊ともに多数発生したようである．

5) 降雨の再現期間

台風 12 号による大雨の再現期間をみるために，上北山における確率降雨強度曲線図に今回の 1，2，3，6，12，24，48，72 時間の継続時間別最大降雨強度（平均降雨強度）をプロットしたものを図 3.7 に示す．ここで，確率降雨強度曲線は（独）土木研究所（水災害研究グループ）のＨＰで公開されている「アメダス確率降雨計算プログラム」の値をそのまま図化したものである．最大 1 時間雨量の再現期間は 2 年程度であるが，継続時間の増加とともに再現期間も増加しており，48～96 時間（2 日～4 日）の再現期間（いずれも計算プログラムから求めた）は 150 ～200 年と推定された．この検討からも，今回の降雨の特徴として，1～数時間の短時間雨量はそれほどでもないが，2 日～4 日といった長時間雨量としては極めて稀な降雨だったことが明らかである．

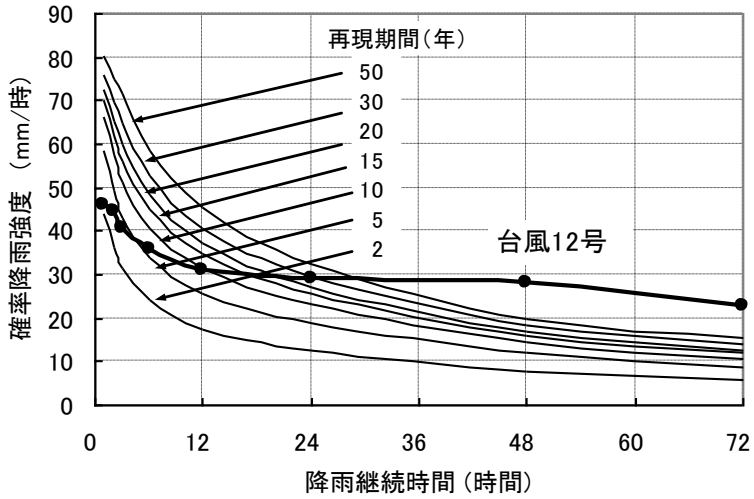


図 3.7　上北山の確率降雨強度曲線と台風 12 号の継続時間別最大降雨強度
確率降雨強度曲線は土木研究所の公開資料による．

引用文献

1) 平野昌繁・諏訪　浩・石井孝行・藤田　崇・後町幸雄（1984）1889 年 8 月豪雨による十津川災害の再検討，京大防災研年報，第 27 号 B-1,369-386.

４．主要な崩壊地域の調査報告

4.1 天川村坪内地区アシノセ谷（天川中学校対岸）　【金森 潤・平井孝治・三田村宗樹・藤田 崇・飯田智之】

1) 斜面変動箇所と発生日時

斜面変動が発生したアシノセ谷は，天ノ川の西岸部で県道高野天川線沿いであり，天川中学校の対岸に位置する（図 4.1.1）．斜面変動箇所の末端部を流れる天ノ川は，蛇行しながら北東から南西へ流れ，当該地付近で西側へ大きく湾曲する.アシノセ谷は天ノ川の攻撃斜面を流下する谷であり，斜面変動はこのアシノセ谷の北側谷壁で生じた．当該地周辺には標高 700～900m 程度の急峻な山地が連なり，杉や檜などの針葉樹が植生している．

アシノセ谷の斜面変動は，9 月 3 日 20 時 30 分頃に発生した[1]．斜面変動箇所の規模は幅約 130m，長さ約 300m，想定されるすべりの深さは 20～30m，滑落崖は標高 750m 付近で天ノ川河床から約 130m 上位に位置する．

図 4.1.1　斜面変動箇所位置図および坪内地区状況写真

2) 斜面地山の状況

斜面変動箇所の地山の基盤岩は四万十帯花園層の砂岩を伴う泥質混在岩主体であり，概ね流れ盤を呈している．泥質岩や砂岩には方解石の溶出と思われる空隙や開口亀裂などが発達する（写真 4.1.1）当該地を含む斜面には，開析されていない冠頂をもつ滑落崖および斜面移動体が認められている[2]（図 4.1.2）．今回の斜面変動で生じた滑落崖には，φ20～50cm 程度の泥質岩のブロックを多く含む旧崩積土が厚く分布していることが認められ，過去に斜面変動が生じていたことが考えられる（写真 4.1.2）．

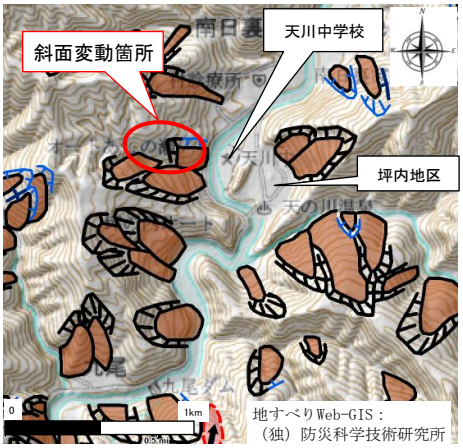


図 4.1.2　当該地の地すべり地形分布

写真 4.1.2　滑落崖に分布する旧崩積土

3) 斜面変動箇所の状況

斜面変動箇所の状況を図 4.1.3 に示す．斜面上部には高さ約 10～30m の滑落崖が認められる．滑落崖には，旧崩積土が分布しており，浸食の拡大が進み易いものと考えられる．また，滑落崖上部（標高 750m 付近）には，杉の植生を残す土塊が残留しており，不安定な状況である．

崩壊地内には滑動土塊が多く残留している．これらの滑動土塊は，植生・表土を残すもの，一部植生・表土を残すもの，岩屑化したものに区分することができる．植生を残す滑動土塊部には，地表面が平坦地を呈し，杉の立ち木が斜面上方に傾いている箇所が多く認められ（写真 4.1.3），これらの土塊が円弧状に回転を伴って滑動したものと考えられる．

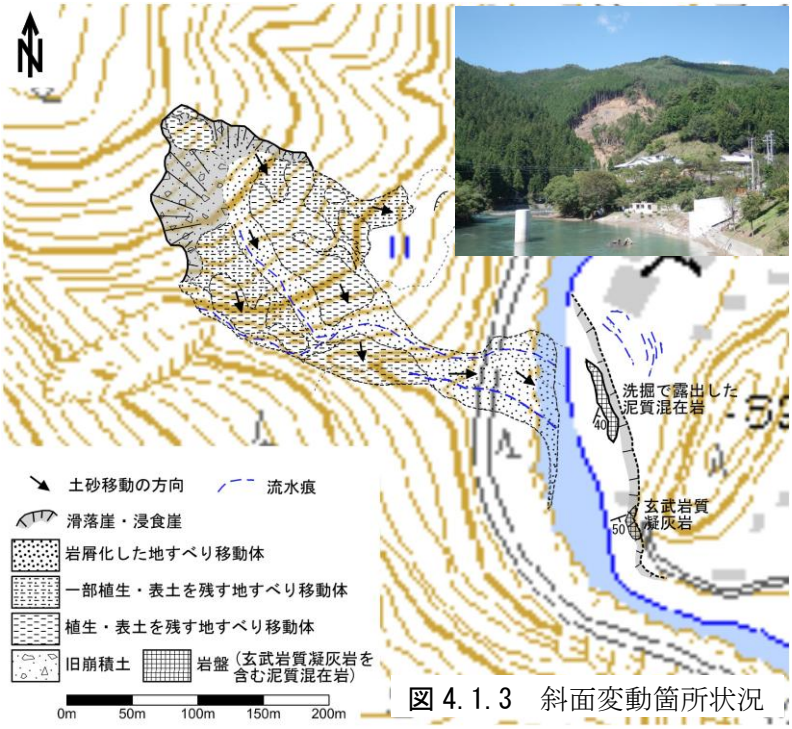


図 4.1.3　斜面変動箇所状況

斜面の崩壊の発生時，崩壊源となるアシノセ谷北側斜面からの滑動土塊は南東方向に移動し，アシノセ谷南側斜面にまで及び，谷中に一旦堆積し，アシノセ谷下流部を堰止めた．その後，谷を堰止めた土砂は土石流化し，天ノ川へと流したものと考えられる．崩壊地内のアシノセ谷および滑落崖下部からは湧水が認められ，崩壊地中央部を流下している．流路沿いにはφ20～50cm の泥質岩や凝灰岩の転石と倒木が多量に堆積している（写真 4.1.4）．

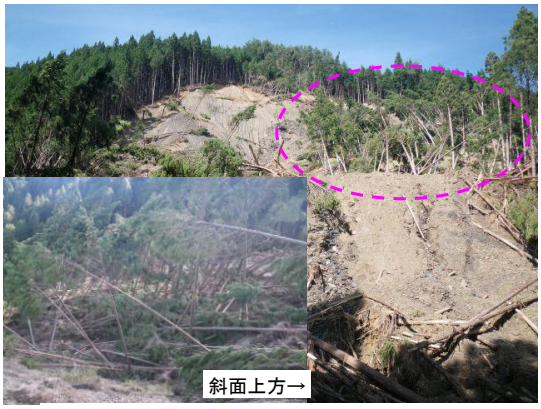


写真 4.1.3　滑動土塊内の立木の傾き

写真 4.1.4　崩壊地内の状況

写真 4.1.5　天ノ川に流出した崩積土

写真 4.1.6　対岸の洗掘状況

斜面末端部には岩屑化した滑動土塊が県道を崩落させて，天ノ川までの流域まで流出している（写真 4.1.5）．この川まで達した滑動土砂は，天ノ川の流路を対岸の中学校グラウンド側に変えた．そのため，対岸のグラウンドや村道が川の洗掘を受け，一部崩壊した（写真 4.1.6）．

4) 懸念される今後の滑動

(1) 滑落崖の拡大： 滑落崖には厚く旧崩積土が分布しており，急勾配で露出している．そのため，滑落崖周辺の地盤は不安定な状態にある．滑落崖の上部の地表には幅 0.2～0.4m 程度のクラックが認められ，滑落崖の拡大が懸念される（写真 4.1.7）．また，本斜面変動箇所の最上部には植生を残す土塊が残留しており，滑動する可能性が高い．

写真 4.1.7　滑落崖付近の地表面の開口亀

(2) 斜面内の残留滑動土塊の再移動： 斜面内には滑動土塊が多量の残留している．また，崩壊地中腹部では湧水が認められ，中央部を表流水が流下している．表流水の流下に伴い，滑動土塊の洗掘や土砂の流出が進行している状態であり，滑動土塊の不安定化を進行させていると考えられる．また，湧水が数箇所認められることから，地下水位が高いものと考えられ，今後の豪雨時には，地下水位の上昇による滑動土塊の不安定化も懸念される．

(3) 崩壊地東側の滑動： 崩壊地東側斜面には耕作放棄地があり，平坦地形と高さ 1.5m 程の段差が連続的に分布している（写真 4.1.8）．また，地表面には湧水が認められ，地すべりブロックの特徴を有している（写真 4.1.9）．図 4.1.2 に示す地すべり地形分布図においても，斜面移動体として認められている．今回の調査では地表面に幅 0.1～0.2m 程度の亀裂が連続的に認められた．そのため，崩壊地東側ブロックの滑動が懸念される．

写真 4.1.8　当該地の航空写真

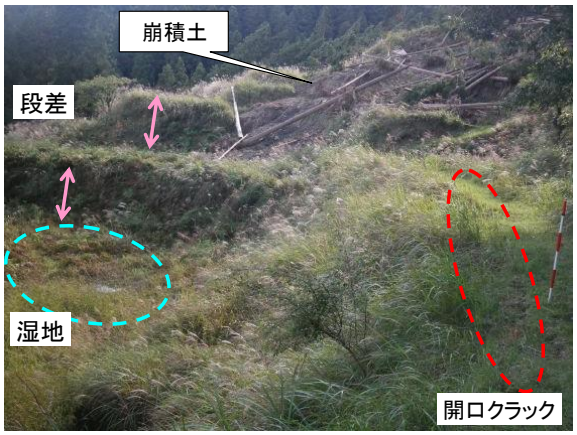


写真 4.1.9　崩壊地東斜面状況

引用文献

1) 天河大辨財天社 宮司 柿坂神酒之祐(2011.10.吉日) 天河大辨財天社の被災状況報告並びにご支援のお願い
2) (独)防災科学技術研究所：地すべり地形分布図 web-GIS, http://landslide.bosai.go.jp/lsmap/index.html

4.2 天川村坪内地区坪内谷

【金森 潤・平井孝治・三田村宗樹・藤田 崇・飯田智之・東原 純・平川英樹】

1) 斜面変動箇所と発生日時

斜面変動が発生した坪内谷は，坪内地区南側を東から西へと流れ，天河大辨財天社の禊殿付近で天ノ川と合流している．坪内谷の両岸には，標高 800～900m 程度の急峻な山地が広がっており，針葉樹が植生している．斜面変動箇所は，禊殿から坪内谷上流 500m 付近の左岸斜面である（図 4.2.1）．

坪内谷の斜面変動は，9 月 4 日 8 時 30 分頃に発生した [1]．斜面変動箇所の規模は幅約 130m，長さ約 330m，想定されるすべりの深さは 30～40m，滑落崖は標高 800m 付近で坪内谷河床から約 200m 上位に位置する．

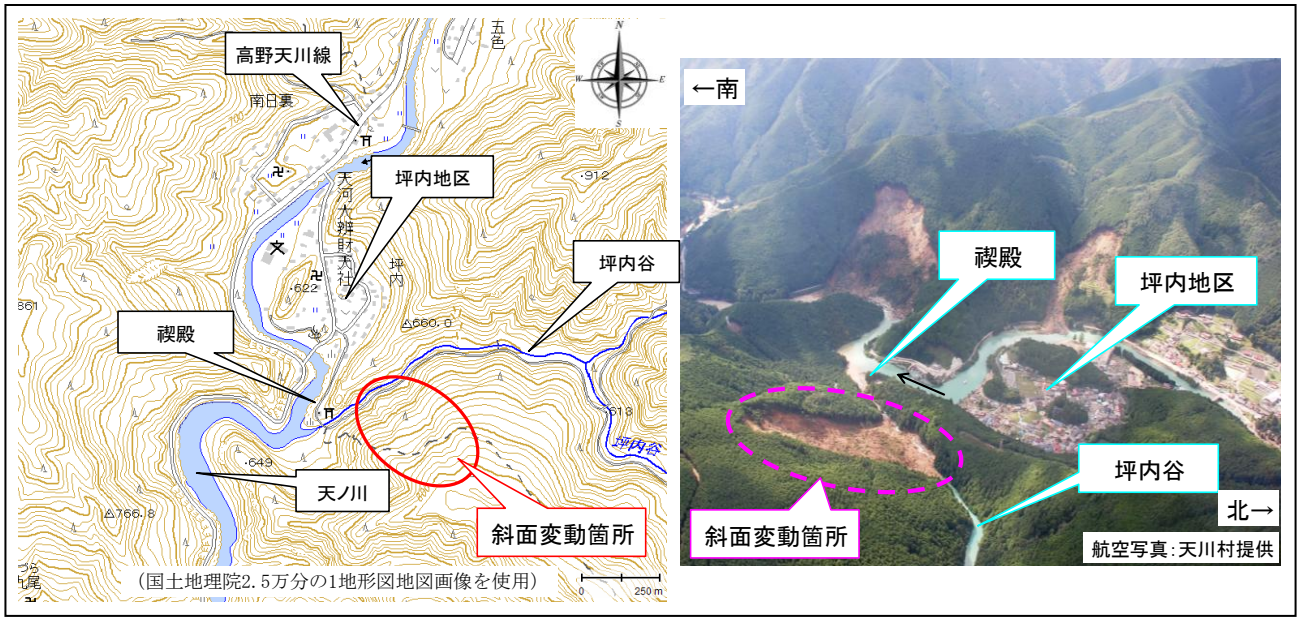


図 4.2.1　斜面変動箇所位置図および坪内地区状況写真

2) 斜面地山の状況

斜面変動箇所の地山の基盤岩は四万十帯花園層の泥質混在岩主体であり，概ね流れ盤を呈している．当該地を含む斜面には，開析されていない冠頂をもつ滑落崖および斜面移動体が認められている [2]（図 4.2.2）．今回の斜面変動で生じた滑落崖には，一部泥質岩が分布しているが，大部分は泥質岩のブロックを多く含む旧崩積土が厚く分布していることが認められ，過去に斜面変動が生じていたことが考えられる．

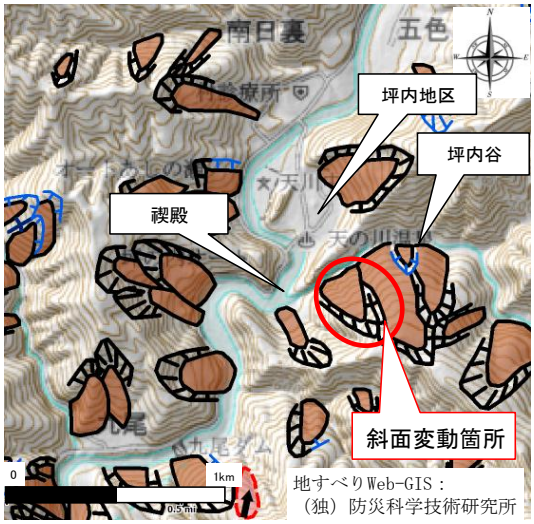


図 4.2.2　当該地の地すべり地形分布

写真 4.2.1　斜面変動箇所全

3) 斜面変動箇所の状況

斜面変動箇所の状況を図 4.2.3 に示す．斜面上部には高さ約 10m の滑落崖が認められる．滑落崖には，旧崩積土が分布しており，浸食の拡大が進み易いものと考えられる．また，滑落崖上部（標高 750m 付近）には，杉の植生を残す土塊が残留しており，不安定な状況である．

崩壊地内には滑動土塊および倒木が不安定な状態で多く残留している．崩壊地斜面中腹部の東側の滑落崖下部からは，湧水が認められ，斜面内の滑動土塊を洗掘しながら流下している（写真 4.2.2 および写真 4.2.3）．

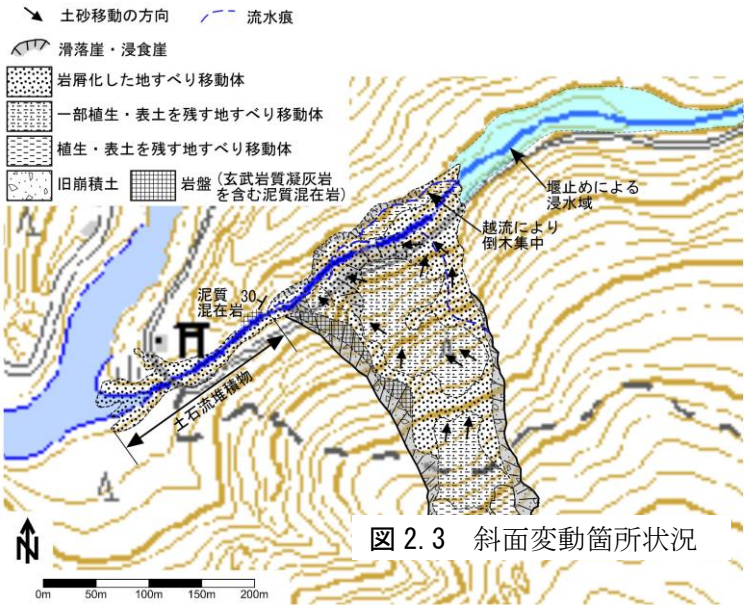


図 2.3　斜面変動箇所状況

斜面末端部では高さ 6～8m の滑動土塊の急崖が認められる（写真 4.2.4）．末端部の急崖は，滑動土塊が坪内谷対岸まで達し，谷を一時埋め，その後，洗掘された時に形成されたものと考えられる．斜面末端部の坪内谷上流側では，滑動土砂や多量の倒木により谷が堰き止められ，堰止め湖が生じている（写真 4.2.5）．現在，坪内谷の流水はこれらの滑動土砂や倒木を越流し，天ノ川へ流下している．

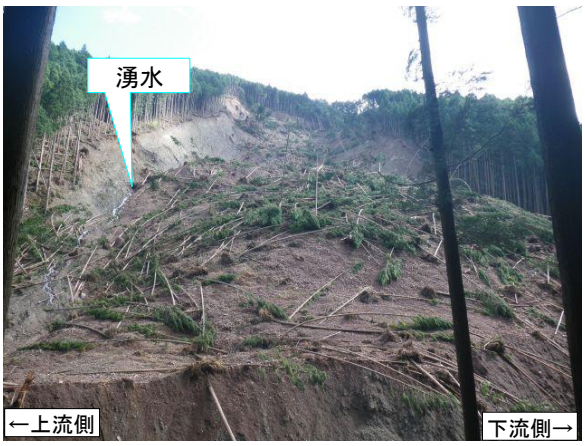


写真 4.2.2　斜面末端から望む

写真 4.2.3　斜面内の湧水箇

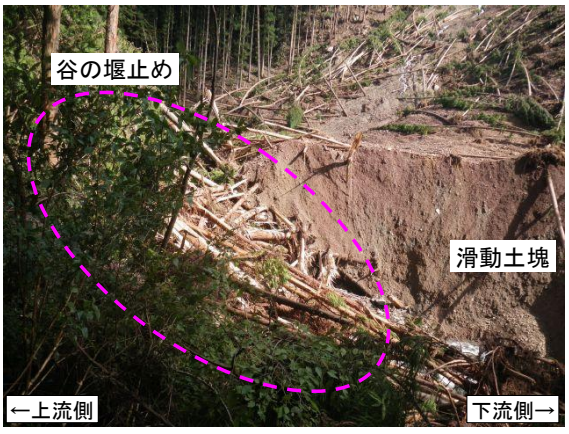


写真 4.2.4　斜面末端状況

写真 4.2.5　坪内谷の堰止め湖の状況

一方，斜面末端部の坪内谷下流側では，禊殿周辺部を含め天ノ川との合流地点までの約 200m 間に，φ10～50cm 程度の泥質混在岩，赤色泥岩主体の土石流堆積物が厚さ 1.5～3.0m 程度で分布している（写真 4.2.6）．土石流は，10 月 21 日の台風 15 号の豪雨時に発生したものである[1)]．坪内谷内に堆積していた土砂や斜面中腹部に残留していた滑動土塊が，坪内谷の流水とともに土石流となり流出したものと考えられる．この土石流により，禊殿の鳥居や手水舎，林道や橋が土石流堆積物に埋没した（写真 4.2.7～4.2.9）．

写真 4.2.6　坪内谷の下流状況

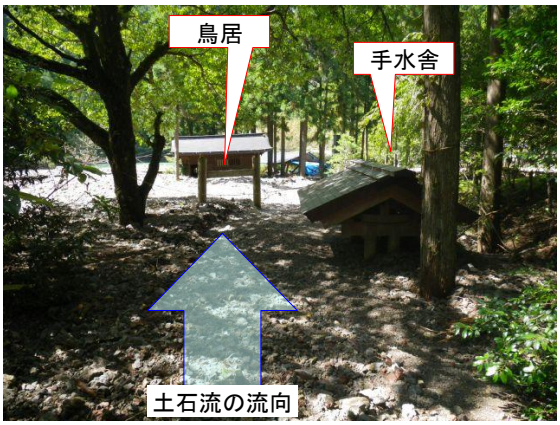


写真 4.2.7　禊殿付近の状況

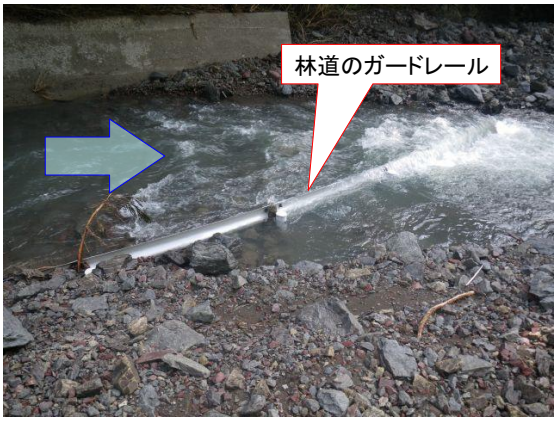


写真 4.2.8　埋没した林道

写真 4.2.9　埋没した橋

4)懸念される今後の変動

(1)滑落崖の拡大：滑落崖には厚く旧崩積土が分布しており，急勾配で露出している．そのため，滑落崖周辺の地盤は不安定な状態にある．そのため，滑落崖の拡大・滑動土砂の発生が懸念される．

(2)斜面内の滑動土塊の再移動：斜面内には滑動土塊および倒木が不安定な状態で多量の残留している．また，崩壊地中腹部では湧水が認められ，滑動土塊を洗掘しながら流下している．そのため，豪雨時など多量の土砂の流出や滑動土塊の再移動が考えられる．また，斜面末端部には滑動土塊が急崖を呈しながら厚く堆積している．坪内谷による滑動土塊の末端部の浸食が進行した場合，斜面中に残留している滑動土塊の全体のバランスを崩すこととなり，大規模な再滑動が懸念される．

(3)土石流：坪内谷上流部には，滑動土塊や倒木の谷の堰止めによる浸水域が生じており，現在は越流状態にある．今後の降雨で谷の流量が増し，滑動土塊の下方浸食が顕著に進行すると滑動土塊の不安定化が生じ，その崩壊とともに下流域への土石流の発生が懸念される．

引用文献

1) 天河大辨財天社 宮司 柿坂神酒之祐(2011.10.吉日) 天河大辨財天社の被災状況報告並びにご支援のお願い
2)(独)防災科学技術研究所:地すべり地形分布図 web-GIS, http://landslide.bosai.go.jp/lsmap/index.html

4.3 天川村坪内地区冷や水（坪内地区南方）

【金森 潤・平井孝治・奥田 尚・三田村宗樹・藤田 崇・飯田智之・加藤正司・松本修司・柳田 誠・東原 純・平川英樹】

1) 斜面変動箇所と発生日時

斜面変動が発生した冷や水の斜面は，坪内地区と九尾地区の間の県道高野天川線沿いであり，坪内谷と天ノ川の合流地点から西に約 400m に位置する．斜面変動箇所付近では天ノ川が大きく西方へ湾曲し，当該斜面は天ノ川の攻撃斜面に当たる（図 4.3.1）．天ノ川両岸には標高 700～900m 程度の急峻な山地が連なり，杉や檜などの針葉樹が植生している．

冷水の斜面変動は，9 月 4 日 12 時 30 分過ぎに発生した．斜面変動箇所の規模は幅約 330m，長さ約 250m，想定されるすべりの深さは 30～40m，滑落崖は標高 750m 付近で天ノ川河床から約 180m 上部に位置する．

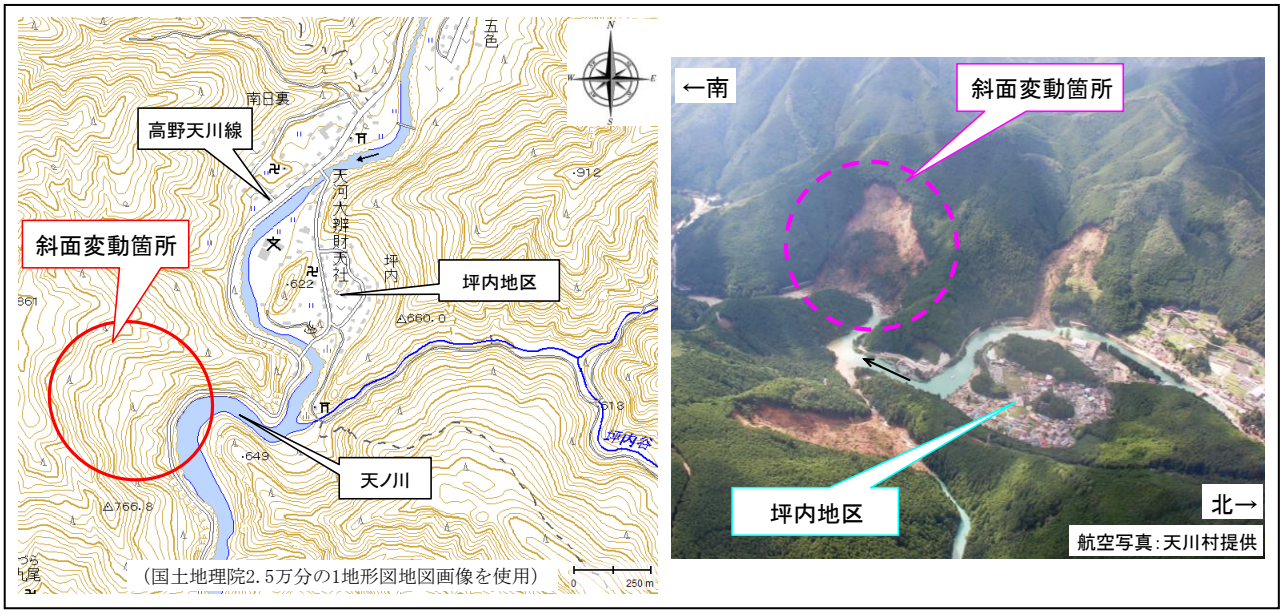


図 4.3.1　斜面変動箇所位置図および坪内地区状況写真

2) 斜面地山の状況

斜面変動箇所の地山の基盤岩は四万十帯花園層の泥質混在岩および玄武岩質凝灰岩主体である．当該地を含む斜面には，開析されていない冠頂をもつ滑落崖および斜面移動体が 3 体重なりあって認められている（図 4.3.2）．今回の斜面変動で生じた滑落崖には，滑落崖の北側では旧崩積土，南東側では玄武岩質凝灰岩が分布している．旧崩積土が厚く分布していることから，過去に斜面変動が生じたことが考えられる（写真 4.1.2）．

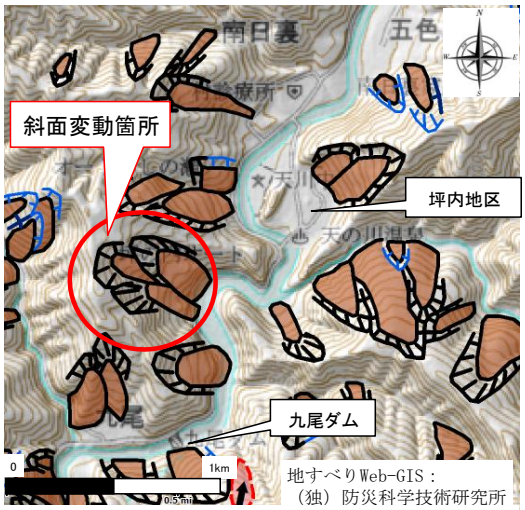


図 4.3.2　当該地の地すべり地形分類

写真 4.3.1 滑落崖に分布する旧崩積土と玄武岩質凝灰岩

3) 斜面変動箇所の状況

斜面変動箇所の状況を図 4.3.3 に示す．斜面上部には高さ約 10～30m の滑落崖が認められる．滑落崖には，玄武岩質凝灰岩および旧崩積土が分布している．滑落崖の上部や側方の表層には，幅 0.7m 程度の開口亀裂や段差が連続して認められ，斜面変動の拡大・崩落が現在も進行している（写真 4.3.2, 写真 4.3.3）．

崩壊地内には滑動土塊が広い範囲にわたって残留している．そのなかには杉の木が立ったままの滑動土塊が多く，杉の木が斜面上方に傾いているものが認められ，円弧状に回転を伴って滑動したものと考えられる（写真 4.3.4）．また，斜面内には滑落崖からの流水が認められ，滑動土塊の洗掘が進行している．降雨時には，表流水により多量の土砂が流出するものと考えられる．

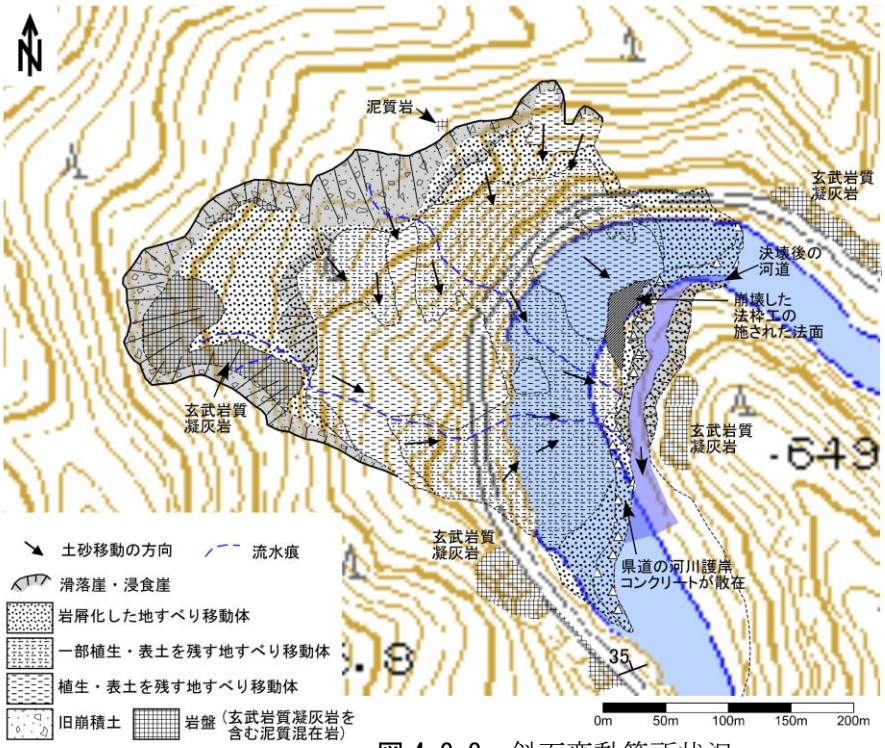


図 4.3.3　斜面変動箇所状況

写真 4.3.2　滑落崖上部の地表の段差

写真 4.3.3　滑落崖の崩壊

写真 4.3.4　斜面内に残留する滑動土塊
杉の木は斜面上方に傾斜

写真 4.3.5　斜面末端部の状況
県道は崩落・寸断されている．

天ノ川付近の斜面末端部には，厚さ 5m 以上の滑落土塊が分布している．この滑落土塊により県道高野天川線が崩壊・寸断された（写真 4.3.5）．滑動土塊の末端部には，コンクリート塊や法枠が認められる（写真 4.3.6）．これらは護岸工や道路法面工であり，以前の道路位置を考慮すると，約 100m 滑動土塊により東方に押し出され，移動している（図 4.3.3）．法枠工が比較的形状を留めていることから，法枠工を破壊する表層部の崩壊ではなく，法枠工が施工されている斜面全体を移動させたより深部での滑動が生じたことが推測される．また，崩壊域の天ノ川下流の右岸側は河床礫に衝上した地すべり粘土と考えられる粘土基質の角礫層が，河床礫の上位に分布している（写真 4.3.7，4.3.8）．このことからも，県道の構造物の施工より深い箇所での滑動であったことが考えられる．

写真 4.3.6　滑動土塊末端部の状況

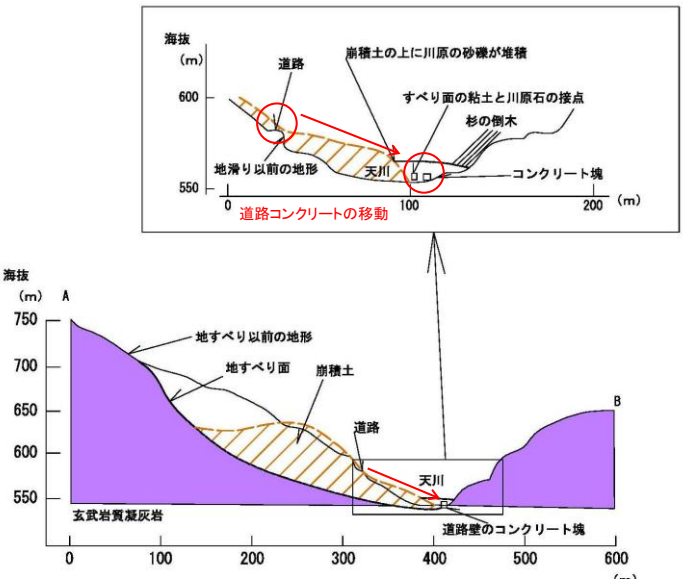


図 4.3.3　斜面変動概略断面図

写真 4.3.7　河床に見られる粘土基質の角礫

写真 4.3.8　河床に見られる粘土基質の角礫

また，今回の斜面変動で生じた滑動土塊は，天ノ川に流入し，川を堰き止め，上流に位置する坪内地区は現川面から 10m 以上水没した．現在，川は堰き止められてはいないが，河道へ流入した滑動土塊により，流路は東側へ移動し，川幅が狭くなっている（写真 4.3.9）．

写真 4.3.9　滑動土塊による川の堰止め

4)懸念される今後の滑動

(1)滑落崖の拡大

滑落崖には厚く旧崩積土が分布しており，急勾配で露出している．そのため，滑落崖周辺の地盤は不安定な状態にある．滑落崖の上部の地表には幅 0.7m 程度のクラックや段差が連続的に認められ，滑落崖の拡大が進行している．

(2)斜面内の残留滑動土塊の再移動

斜面内には不安定な滑動土塊が広い範囲で残留している．また，斜面上部の滑落崖からは湧水が認められ，滑落土塊中を表流水が流下している．表流水の流下に伴い，滑動土塊の洗掘や土砂の流出が進行している状態であり，滑動土塊の不安定化を進行させていると考えられる．

斜面中腹部に分布する滑動土塊は広い範囲で平坦な地形を呈している．そのため，斜面上部で生じた土砂や倒木は，一旦この滑動土塊の平坦部で停止するため，斜面末端部まで直接達する事は少ないと考えられる．ただし，斜面中腹部から末端部にかけて，滑動土塊の表層は急傾斜を呈することから，滑動土塊の表層崩壊が生じる可能性がある．

(3)河川の再閉塞

今回の斜面変動により，滑動土塊は天ノ川を堰き止めた．現在は，川は流れているが，滑動土塊が流入したことにより以前より川幅は狭く，水深も浅い状態である．そのため，河道閉塞しやすい状態である．

引用文献

1) 天河大辨財天社 宮司 柿坂神酒之祐(2011.10.吉日) 天河大辨財天社の被災状況報告並びにご支援のお願い
2)(独)防災科学技術研究所:地すべり地形分布図 web-GIS,http://landslide.bosai.go.jp/lsmap/index.html

4.4 天川中学校付近の洗掘被害

【平井孝治・金森 潤・三田村宗樹・藤田 崇・飯田智之】

1) 概要 （写真 4.4.1～4.4.3 参照）

9 月 3 日夜，天川中学校対岸のアシノセ谷から天ノ川へ崩壊土砂が流入した．同時に澪筋が左岸に移り，グランドを鋭利な刃物でそぎ落とすような洗掘現象が生じ始めた．

同夜，グラウンド隣の住宅に居住中の教職員 1 名が家ごと流され，お亡くなりになられた．この調査報告をまとめるに当たり，あらためてご冥福をお祈り申し上げます．

写真 4.4.1 天川中学校洗掘状況 9 月 6 日

2) 被害の時間経緯 [1)3)]

9 月 3 日夜の出来事で詳細不明であるが，地元での話等から整理すると次の様であった．

・アシノセ谷斜面の崩壊：20 時 30 分頃，
山が崩れるような音がした．

・住宅浸水救助要請：22 時 50 分，上記教職員の方から救助要請の電話が入る．

・連絡を受けた警察官等が駆け付けた時は，家ごと流されていた．(写真 4.4.1 被災住宅)

・一夜が明けた翌 4 日，現地状況は写真 4.4.1 のような被災状態であった．

3) 降雨との関係

表 4.4.1 に気象庁奈良県天川の降雨記録を抜粋した．9 月 1～3 日の 3 日間で 900㎜ を超える．特記として、3 日夜の斜面が崩壊する直前まで連続 5 時間(15～20 時半)にわたり約 20㎜/h 以上の雨が降ったことが挙げられる．

4) 洗掘被害の状況

洗掘被害の状況は以下のとおりである．

・被災前の河道と護岸状況

グラウンド外縁は高さ約 3m の石積護岸があり，川側に砂が堆積していた．(写真 4.4.3 左)

写真 4.4.2 洗掘状況詳細 10 月 7 日

表 4.4.1 気象庁 奈良県天川 降雨記録

月日	日雨量(mm)	9月3日	時間雨量(mm)	19時	19.5
9/1	101.5	16時	21.5	20時	26
9/2	425.0	17時	23.0	21時	21.5
9/3	410.5	18時	21.5	22時	25.5

写真 4.4.3　被災前後の空中写真　(写真：天川村提供)

写真 4.4.4　天川中学グラウンド表面の洗

・洗掘 1：グラウンドの表層洗掘(写真 4.4.4)

土石流流入により行き場を失った洪水が河道から溢れてグラウンド上流端から(写真 4.4.1)流入. 溢流箇所の樹木間で渦巻き跡とみられる楕円形の洗掘(深さ約 1m，長さ約 20m)が生じた.

・洗掘 2：河床深部洗掘(写真 4.4.1，4.4.2)

グラウンド外縁護岸沿いの河床部，土石流流入範囲約 70m のうちの上流部分約 30m で局所的な深部洗掘を生じている. 洗掘深は約 1.5m である.

・洗掘 3:グラウンド前面の削剥洗掘

土石流流入部から下流へ約 150m 間. 厚さ 3～5m で直線状に削剥されている. 降り続いた雨の影響で相当のエネルギーを持つ出水があったことを示している. 普段は，下流の九尾ダムの湛水の関係から砂が堆積する穏やかな流れである. しかし本来は，削剥された現状に見られる 50cm を超える玉石を易々と流すエネルギーを有した河川であることがわかる.

5)洗掘 3 の経過推定

写真 4.4.2 は被災護岸上流端から下流方向を撮影したものである. 既設護岸は石積であり，露頭している基盤岩を包むように川側に設置されている. 基盤岩の上部には河床堆積物・造成盛土が覆っている.

一夜にしてこのような状況になったことから洗掘経過は以下のように推定される. 土石流で運ばれた倒木や転石が護岸を直撃して破壊し，そこから流水が護岸背面に回り，増水していた洪水により弱体化した護岸もろとも押し流していったと考えられる.

6)洪水ピーク流量の推算

9月3日深夜における天川中学校地点での洪水ピーク流量を合理式[4]により以下に算出した.

合理式　$Q=(1/3.6)\ f\cdot r\cdot A$

ここに, Q:ピーク流量 (m^3/s), f :流出係数(急峻な山地 0.75～0.90 の平均値 0.83 使用), r :降雨強度(21～22 時天川村教一降雨 25mm を使用), A:流域面積(図 4.4.1 の範囲より 102km^2)

よって、ピーク流量は概算で　　$Q=0.278\cdot 0.83\cdot 25\cdot 102 = 588\ m^3/s$ と推定される。

相当量の出水であるが, 前夜にも同程度の出水があったものと降雨記録から推定できる. したがって, 3日夜間に生じた被害は, アシノセ谷の土石流流入によって引き起こされたものと考えられる.

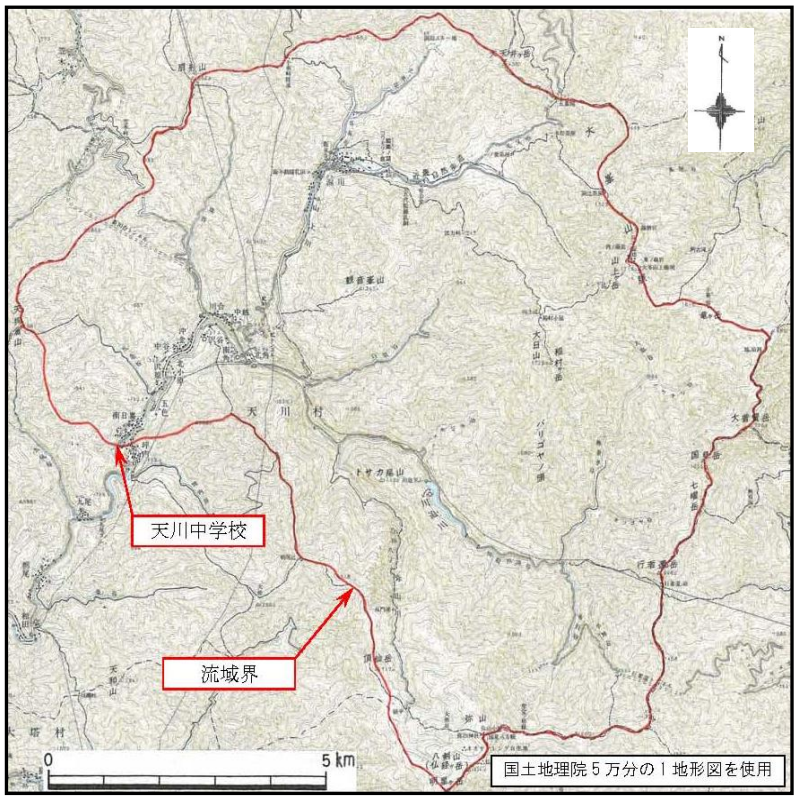


図 4.4.1　天川中学校地点の流域　(流域面積 A≒102km^2)

引用文献

1) 天河大辨財天社 宮司 柿坂神酒之祐(2011.10.吉日) 天河大辨財天社の被災状況報告並びにご支援のお願い
2)(独)防災科学技術研究所:地すべり地形分布図 web-GIS, http://landslide.bosai.go.jp/lsmap/index.html
3)朝日新聞大阪本社 根津弥(2011.9.7)「土佐弁先生どこに」, 朝日新聞　夕刊, 3版 10 面
4)(社)土木学会(1985.1.31)水理公式集, pp.154～155
5)奈良新聞社(2011.9.26)「土砂ﾀﾞﾑの犠牲者ゼロ 天川・坪内地区 職員総出 緊迫の救出」, 日刊 11 面
6)天川村役場(2011.10.3)台風 12 号による村内の状況等について,
http://www.vill.tenkawa.nara.jp/topics/category/13/blogid/3

4.5 天ノ川の堰止めによる浸水被害

【平井孝治・金森 潤・三田村宗樹・藤田 崇・飯田智之】

1) 概要 [5)6)]

9 月 4 日冷や水での斜面の崩壊により河道が堰止められた．これにより上流で河道から水が溢れ出し浸水し始めた．この時，初期段階で水位上昇に気づいた住民の一報で村役場を挙げての迅速な避難誘導が行われた．このため浸水による人的被害を免れた．しかし，図 4.5.1 に示すように，浸水被害の規模は大きく，坪内から南日裏にかけての集落一帯が水没する状態となった．

浸水ピーク時の諸数値をまとめると表 4.5.1 のとおりである．浸水最高水位として確認できているのは，堰止め箇所から上流約 1km の天川中学校で校舎 2 階床上 10cm，さらに上流 0.3km の弁天橋で橋面＋約 4m である．建物や諸設備の被害は，浸水時の浮き上がり，水位低下時の流出等により全壊状態のものも見られた．

2) 台風 12 号時浸水経過 [1)5)]

坪内地区の浸水経過について，地元や役場の方の話等から整理すると次のようであった．

- 9 月 4 日昼 12 時半過ぎ～13 時前、ドカンと音を立てて崩壊．水柱が数十m上がり逆流し始めた河川水が津波のように襲ってきた．
- 13：15 頃，これに気づいた住民が裏山に駆け上がりながら役場に一報を入れる．
- 13：45 頃，弁天橋にて避難バス 4 台に住民乗車，2km 上流の天川小学校目指す．
- 14：30 頃，写真 4.5.1 天川中学校校舎が水没し始める．平常時の川面より約 6m上昇．
- 16：30 頃，写真 4.5.2 浸水ピーク．弁天橋で平常時の川面から約 11.5m水位上昇した．左岸の天河大辨財天社社頭門笠木(朱色)が写真中心左に小さくかろうじて見える．
- 17：30 頃，写真 4.5.3 弁天橋で約 5m水位低下した．濁水が桁下を潜って流下している．
- 19：00 頃，避難解除となった．地盤の低い箇所は依然として浸水状態であった．

この日、強い雨は朝方止み，午後にはほとんど降雨が無く，河川流出量が減少していたことで避難が間に合い，浸水もここまでに止まった．

表 4.5.1　浸水ピーク時の概略諸数値

浸水水位	標高	587～588 m
浸水区間	延長	1.7 km
浸水面積		0.36 km^2
河床からの水深	弁天橋付近	13 m
浸水被害	建物	80 件他

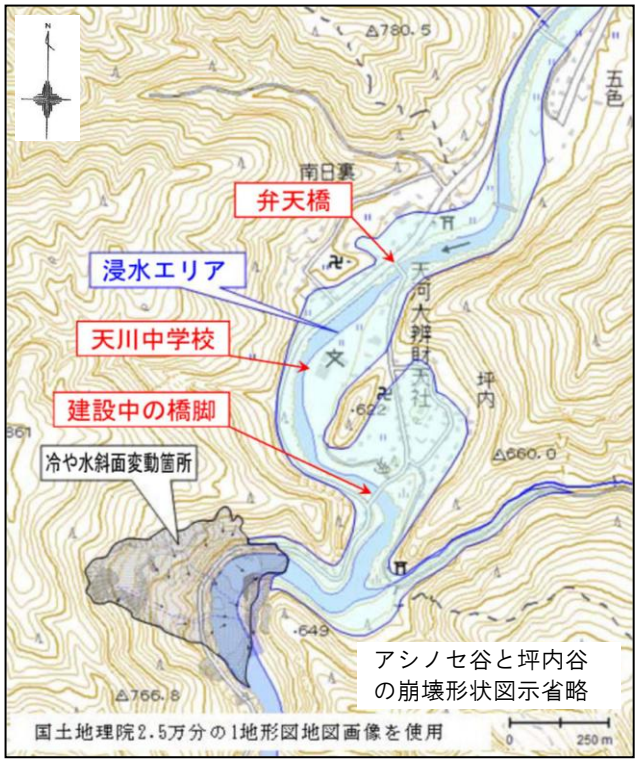


図 4.5.1　河道の堰止めと最大浸水域

写真 4.5.1　水位上昇時：天川中学校 9 月 4 日 14:30

写真 4.5.2　浸水ピーク時：弁天橋付近 9 月 4 日 16:30 頃

写真 4.5.4 は平常時の弁天橋(橋長 L=40.5m)である．橋面から川面まで約 7.5m，最大水深約 1.5m．社頭門笠木下端まで橋面から約 4.5m である．

写真 4.5.4　平常時の弁天橋：9 月 27 日

写真 4.5.3　水位低下時：弁天橋 9 月 4 日 17:30

3)堰止め湖水位と流出量及び避難時間の関係

冷や水での斜面の崩壊による堰き止め開始時刻を 12 時 30 分とすると，写真 4.5.2 の浸水ピーク水位まで 4 時間で溜まったことになる．この堰止め湖のピーク水量は，1/25000 地形図をもとに平均断面法で算出すると表 4.5.2 に示す概略 300 万㎥である．上流からの流出量を堰の漏水を無視して算出すると次のとおりとなる．

全水量：3,000,000 ㎥

時　間：4 時間(=4・3600=14400s)

流出量：3000000÷14400=208 ㎥/s

冷や水地点の流域面積は坪内谷の流域が加算され図 4.5.2 のとおり 108㎢となる．これを比流量に換算すると 208/108＝1.9 ㎥/s/㎢となる．前項 4.6)25㎜降雨時の 588 ㎥/s に対する比流量 588/102＝5.8 ㎥/s/㎢の約 1/3 である．

仮に，4 日も同様の降雨があった場合，4 時間の 1/3＝80 分で溜まることになる．脱出拠点となった弁天橋付近も 13 時半までに水没してしまう．この場合，時間経過からバスでの集団避難は間に合わなかったことになる．

このように緊迫した状況の中，役場や警察・消防の方々が団結してお年寄りや車のない住民を弁天橋まで送り，弁天橋からバスで全員避難することができた．この時の状況を詳しく地元紙の奈良新聞[5)]が報じている．

表 4.5.2　堰止め湖　概略ピーク水量

標高(m)	面積(千m²)	平均面積(千m²)	区間水深(m)	区間体積(千m³)	備考
567.0	0.0				
570.0	3.3	1.6	3.0	4.8	
580.0	179.0	91.0	10.0	910.0	
587.5	363.0	271.0	7.5	2,032.5	
計				2,947.3	≒300万m³

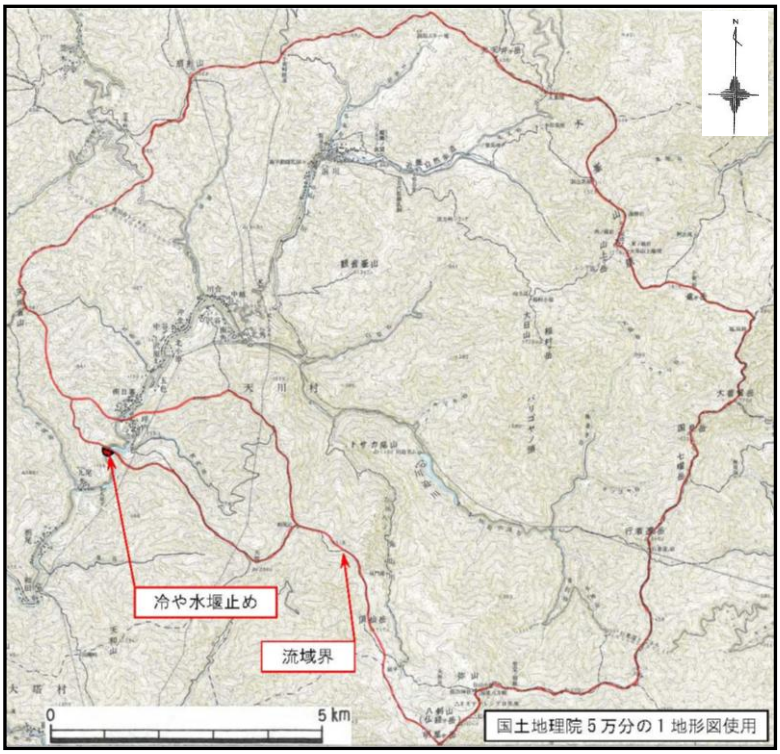


図 4.5.2　冷や水堰止め地点の流域(流域面積 A≒108km²)

4)浸水被害

防災ヘリ空中写真によれば，9 月 6 日時点でも高水敷は浸水状態であった．その後，台風 15 号(9 月 20,21 日)により，天川中学校下流約 450m に建設中の橋脚天端まで再び水没した．

今回の現地調査は 9 月 23 日に行った．浸水による被害の状況として以下を確認した．

・浮き上がりによる建物・諸設備の損壊．
写真 4.5.5 に示す完全水没箇所は全壊状態である．大丈夫そうに見られる建物でも 写真 4.5.6 のように基礎部が破壊している．

・水位低下時の建物・諸設備の流出．
写真 4.5.7 は木造バンガローがコンクリート基礎ごと浮上がり流されている様子．
建物以外にも大きな貯水タンクが傾いたり，水が引けた直後は材木やプロパンガスボンベ等が道路に散乱した状態であった．

・天河大辨財天社の浸水状況 [1)]
天河大辨財天社は，日本三大弁天社の一つであり，著名人の参拝も多い．写真 4.5.8 は境内の太鼓橋である．敷地から約 2m まで水位上昇し，太鼓橋が浮上し台座からはずれて着地している．社務所は床上 1.5m 浸水した．

上記は被害の一部である．現地では損壊家屋の片付,家財道具の廃棄整理,墓地清掃をされていた．

最後に，被災された皆様にお見舞い申し上げますとともに，早期復興をご祈念します．

写真 4.5.5 完全水没全壊状態の建物群

写真 4.5.6 水没家屋基礎部（実質全壊状態）

写真 4.5.8 天河大辨財天社 ずれた太鼓橋

写真 4.5.7 ピーク水位と流出バンガロー

引用文献

1) 天河大辨財天社 宮司 柿坂神酒之祐(2011.10.吉日) 天河大辨財天社の被災状況報告並びにご支援のお願い
2)(独)防災科学技術研究所:地すべり地形分布図 web-GIS,http://landslide.bosai.go.jp/lsmap/index.html
3)朝日新聞大阪本社 根津弥(2011.9.7)「土佐弁先生どこに」,朝日新聞 夕刊,3 版 10 面
4)(社)土木学会(1985.1.31)水理公式集, pp.154～155
5)奈良新聞社(2011.9.26)「土砂ﾀﾞﾑの犠牲者ゼロ 天川･坪内地区 職員総出 緊迫の救出」,日刊 11 面
6)天川村役場(2011.10.3)台風 12 号による村内の状況等について,
http://www.vill.tenkawa.nara.jp/topics/category/13/blogid/3

4.6 五條市大塔町辻堂地区　　【植田康宏・石田幸二・高尾秀之・田久 勉・朝比奈利廣・平川英樹・木村克己】

1) 規模および斜面変動の状況

辻堂地区内における斜面の崩壊は，五條市大塔町支所から国道 168 号を南に 300m ほど下った位置に柳谷，さらに 300m ほど下った位置に鍛冶屋谷の２ヶ所である．

柳谷は，斜面上部に堆積していた過去の崩積土が今回の豪雨で再度滑動したものと推定される．崩壊頭部斜面は地表面に沿った浅い崩壊と見られる．

鍛冶屋谷は，植林地の伐採跡斜面の中腹部において崩壊（崩壊長約 250m，崩壊幅約 100m，崩壊深さ約 20m）が発生し，それが鍛冶屋谷川に流れ込み土石流となって流下したものである．土石流の規模は，長さ約 450m，勾配 20～30 度と推定される。

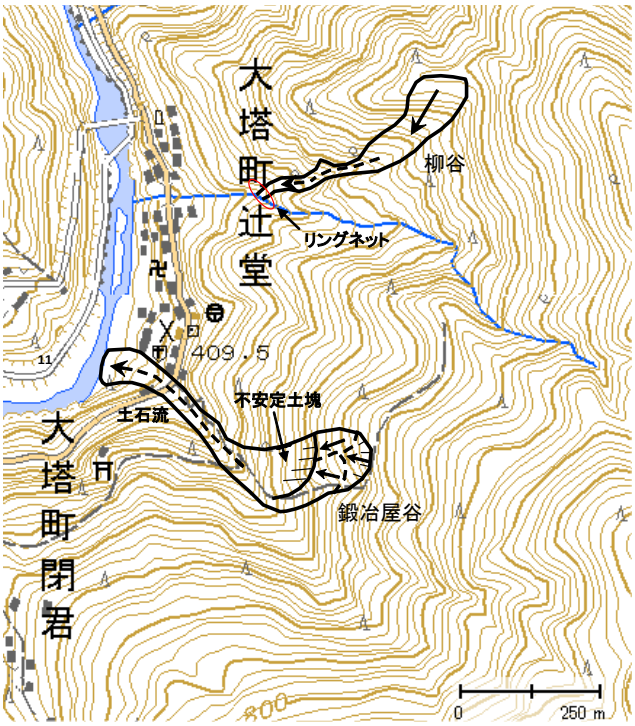


図 4.6.1　大塔町辻堂地区崩壊位置の概要

写真 4.6.1　対岸よりの崩壊地全貌（柳谷）

写真 4.6.2　対岸よりの崩壊地全貌（鍛冶屋谷）

2) 地質状況

柳谷の崩積土の多くはセンチメートルオーダーの泥質岩（四万十帯美山層）からなり、調査時はほぼドライな状態であった．鍛冶屋谷の崩壊は亀裂の多い砂岩層（四万十帯美山層）で発生したようであり，国道 168 号の土石流氾濫原には 1m に達する砂岩の岩塊が多数見られる．

3) 崩壊した土砂の状況

柳谷の崩積土は，柳谷川に合流する地点に設置された 2 段のリングネットによってほとんどが捕捉され，下流にある民家に被害はなかった．鍛冶屋谷では，崩積土の一部は不安定土塊として崩壊斜面の中部から末端部にかけて多く残留しており，国道 168 号は全面通行止めの状態である（9 月 26 日午前 8 時現在）．なお，両崩壊箇所ともに，ワイヤーセンサーを設置し土石流の発生と目視で対岸から浮き石の動きを 24 時間体制で監視している．

写真 4.6.3　リングネットで補足された土砂（柳谷）

写真 4.6.4　滑落崖および不安定土塊の状況（鍛冶屋谷）

4) 崩壊前の地形

鍛冶屋谷の崩壊前の状態は，写真 4.6.5（2007 年 5 月撮影）に示すように崩壊地を含む周辺の樹木が伐採されていることが分かる．地すべり地形分布図データベース（(独) 防災科学技術研究所）では，鍛冶屋谷は旧地すべり地形であると判定されていたが，柳谷の方は地すべり地形には分類されていなかった．

写真 4.6.5　崩壊前の地形（鍛冶屋谷，2007 年 5 月撮影）

4.7 五條市大塔町清水地区～宇井地区

【植田康宏・石田幸二・高尾秀之・田久 勉・朝比奈利廣・平川英樹・木村克己】

1) 規模と斜面変動の状況

清水地区で発生した斜面の崩壊は，まず斜面下部の旧崩積土の部分が崩壊し，次いでその崩壊が斜面上部の崩落を誘発したものと推定される．規模は，崩壊長約 550m，崩壊幅約 250m，崩壊深さ約 20～30m と想定される．さらに，これらの崩壊による崩積土が対岸（宇井地区）まで達し，それが河川を一時的にせき止めたものと推定される．

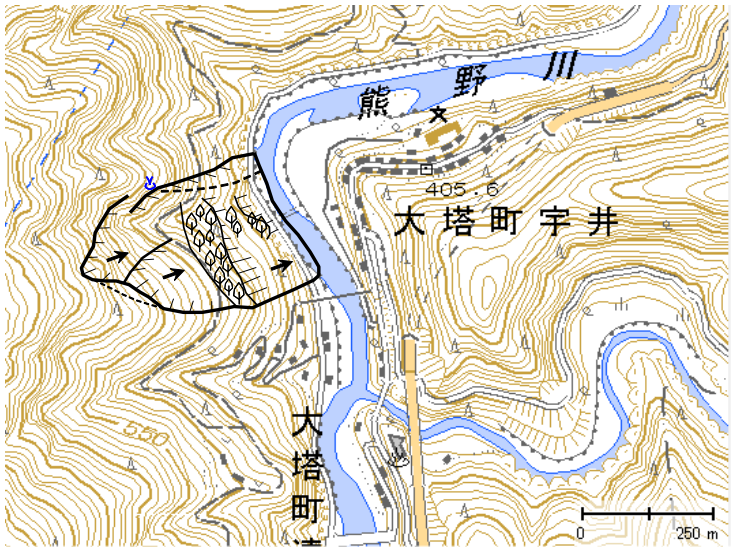


図 4.7.1　清水地区崩壊位置の概要

2) 地質状況

崩壊斜面の中上部はシャープな平板状すべり面を呈しており，砂岩や泥質岩（四万十帯美山層）が分布する．崩壊斜面最上部には砂岩が分布し，これより下位に泥質岩主体層，砂岩主体層が順次分布していると推定され，河床では泥質岩が分布する．滑落崖の上部側壁周辺では亀裂の多い砂岩・泥質岩の岩盤が確認され，砂岩・泥質岩の境界付近と思われる地点（地表から 5～10m 程度の深さ）には地下水の湧水した黒色の痕跡が多数見られる（写真 4.7.1 参照）．

写真 4.7.1　崩壊斜面頭部の状況

3) 崩壊した土砂の状況

斜面の中下部には崩落した不安定土塊が広く分布している．写真 4.7.2 の崩積土中に見られる白い岩塊は砂岩で最大径 3m に達する．現在のところ，河道は確保されているが，今後河川の増水によって残存している土砂が順次浸食され，不安定土塊の崩壊を誘発し再度河道閉塞の恐れは十分にある．

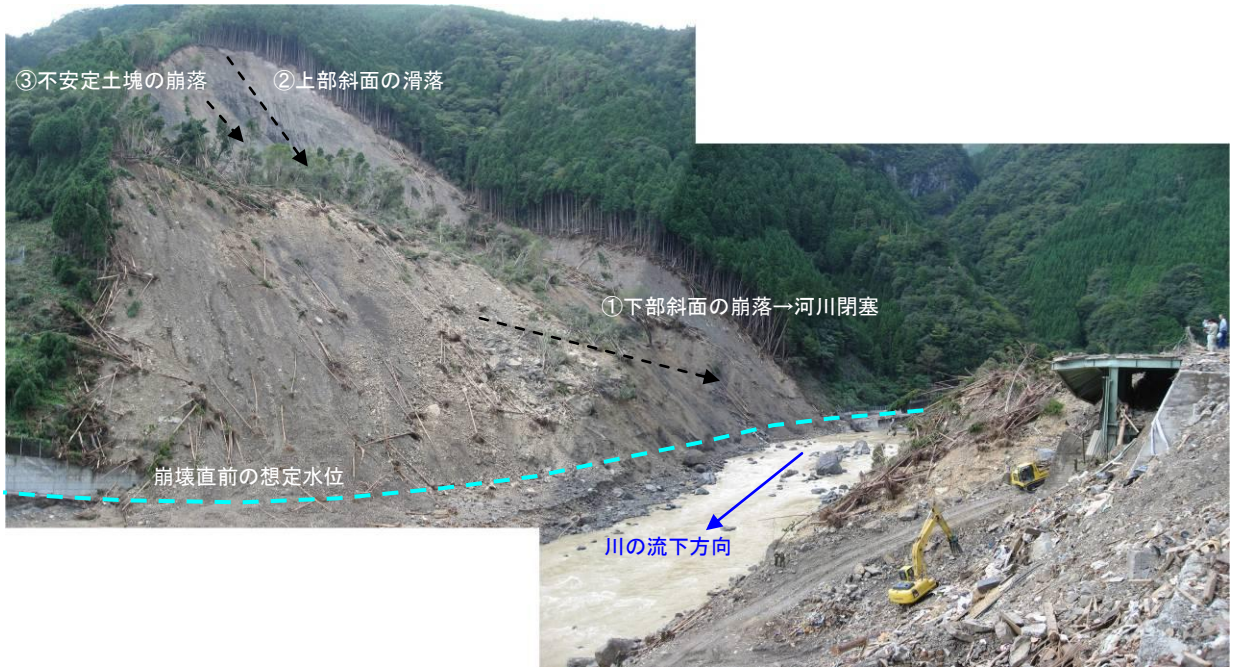


写真 4.7.2　対岸（宇井地区）よりの崩壊地全貌（清水地区）

4) 周辺斜面への影響

今回の崩壊において周辺斜面へのさらなる拡大は見られないが，写真 4.7.3 に見られるように崩積土が対岸まで達し，多くの犠牲者や家屋の倒壊が出たことは大変に痛ましい事態であった．

写真 4.7.3　対岸における崩積土の堆積状況

5) 変動前の地形

当該地は天の川（熊野川）の攻撃斜面に位置しており，崩壊前には斜面下方に位置する県道高野辻堂線まで水位が上がっていたのが確認されている（写真 4.7.2 参照）．また，地すべり土塊側面の斜面中腹付近からはかなりの湧水も見られたらしい．地すべり地形分布図データベース（(独）防災科学技術研究所）によると，当該地は「新鮮なまたは開析されていない冠頂を持つ滑落崖」＋「斜面移動体」に分類されており，今回の崩壊はまさにその場所でかつほぼ同様な規模で発生している．

4.8　五條市大塔町長殿北地区（川原桶）　【栃本泰浩・木村克己・宇都秀幸・村橋吉晴・南　幸孝】

現地調査は主に対岸からの遠望観察により行った．この他に 25,000 分の 1 地形図[1)]や崩壊前（1976 年）および崩壊後（2011 年）に撮影された航空写真[2)]の判読，崩壊前後に撮影された Google 画像を用いて，崩壊状況や特徴を整理しとりまとめた．図 4.8.1 は崩壊地形を，図 4.8.2 は地質分布を，図 4.8.3 は崩壊前の地形を，図 4.8.4 は傾斜区分を，図 4.8.5 は崩壊前後の Google 画像を示す．

1）崩壊地の状況

(1) 崩壊斜面

①崩壊範囲と規模

崩壊斜面は大塔町清水地内の，十津川支流川原樋川右岸の攻撃斜面で，崩壊前斜面傾斜が平均 30 度程度の北向き斜面である．図 4.8.1 および図 4.8.5 によると，崩壊は高さ約 830m の尾根部から生じており，川原樋川の河床（標高約 350m）との比高差は 480m に及ぶ．崩壊地形全体の幅は滑落崖付近で最も広く，尾根に沿う方向に約 510m である．下方に向かって幅が狭くなる形態を呈し，中間付近で約 300m，河床付近で約 170m である．後述するように，崩壊深さは 10～15m程度と推測される．崩壊地の形を，上辺 510m，下辺 170m，高さ 700m の台形で近似し，平均的な崩壊厚さを 10m と仮定すると崩壊土量は 238 万 m^3，厚さを 15m と仮定すると 357 万 m^3 と見積もられる（写真 1）．

②崩壊地内の状況

滑落崖付近には赤茶色を帯びた砂岩が分布し，その直下に山側に傾動した流山が残存する（図 4.8.5 右，写真 4.8.5 右）．崩壊地右側（上流側）の中～下部には，流れ盤の下盤を構成する泥質混在岩が分布し，上面付近に断層面（東西走向，約 35 度北傾斜）が認められる（写真 4.8.2）．主要な崩壊は，この流れ盤をすべり面とする北方向へのすべり破壊と推測される．また，この露岩部に流路が形成され，流れ盤の最上部付近から湧水が認められる．一方，崩壊地左側（下流側）中～下部には，崩積土が残留しており，その上面は 20～30 度の緩斜面をなしている．今回の崩壊によって新たに形成された川原桶川沿いの右岸斜面の崖には，旧崩積土の断面が露出している（写真 4.8.1，写真 4.8.2）．

(2) 基盤岩の地質

図 2 によると，およそ標高 700ｍより上位に砂岩層が，それより下位に，構造的下位の泥質混在岩層が分布する．泥質混在岩は緑色岩・チャート・砂岩のブロックを伴って，いわゆるメランジュ層を構成する．これらは四万十帯日高川層群の美山層に属する．崩壊地に分布する美山層は，大局的に東西走向で北傾斜である[3)]．

(3) 崩積土・滑落岩体とその影響

① 崩壊土と滑落岩体

川原樋川の対岸（左岸）に，高さ約 30m，河岸沿いに 260m 長の広がりを示す平坦面が形成され，その下流側は高さ 14m となってさらに 60m 続く（図 4.8.5 右，写真 4.8.2）．同面は崩壊前の地形図からは高水敷の平坦面を被覆したものである．その土石は，主に砂岩岩塊を多く含む砂礫であるが，上流部の下部には泥質岩の滑落岩体が認められる（写真 4.8.3）．

この滑落岩体は，左岸河床付近に崩積土に覆われてその上流側に分布しており，高まりの浸食崖に露出する．厚さ約 20m で，河床から川の横断方向に 30m 延長し，この付近にあった県道面上に衝上している．岩体の直下には厚さ 5m の黒色の断層角礫粘土が分布している．同粘土は岩体内部の挟みおよび上面にも随伴している．これらの特徴から，この泥質混在岩の岩体は崩壊斜面から移動してきた滑落岩盤であると考えられる．

川原樋川の対岸（左岸）を覆った崩壊土量は，平均幅 50m，平均長さ 260m，平均厚さ 30m の直方体と仮定すると，39 万 m^3 と見積もられる．これは，先に右岸斜面の崩壊地の形状から見積もった崩壊土量（300 万 m^3 程度）の 15%程度である．

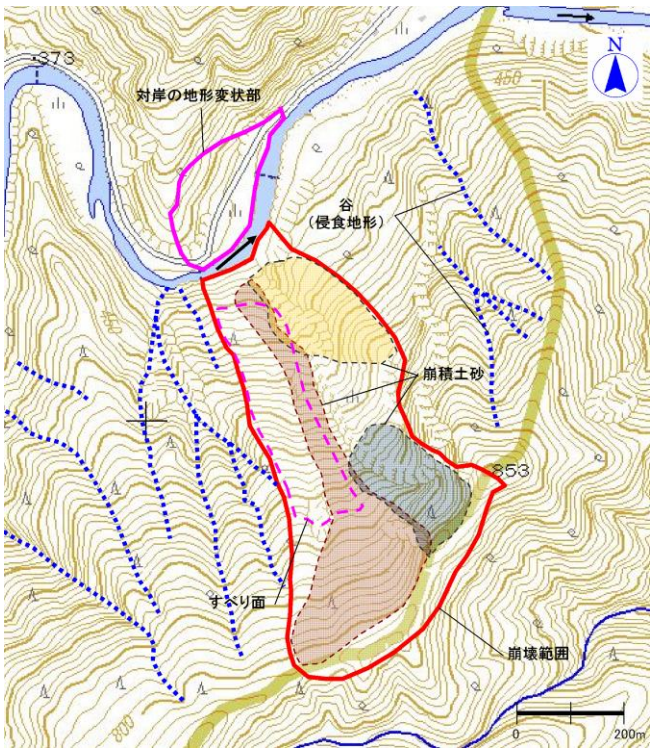


図 4.8.1　崩壊地形

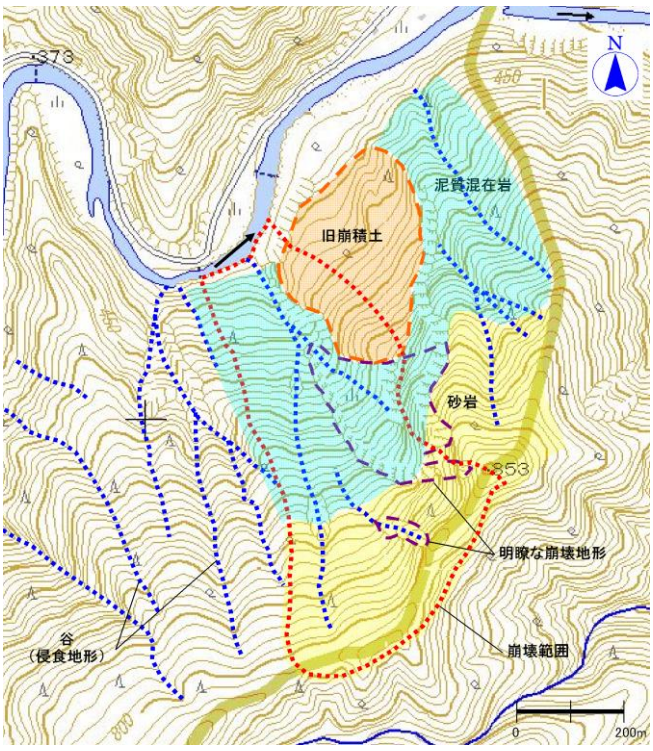


図 4.8.2　地質分布

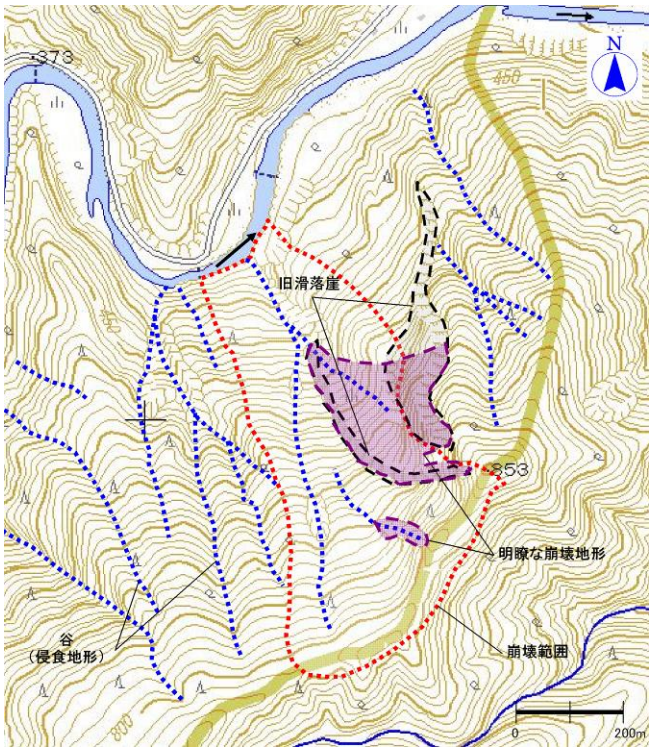


図 4.8.3　崩壊前の地形

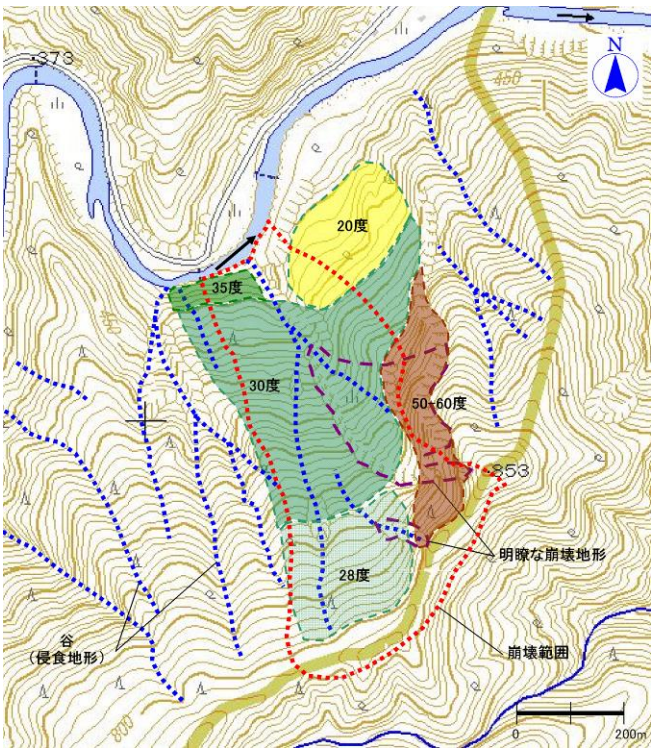


図 4.8.4　傾斜区分（崩壊前）

（　図 4.8.1～図 4.8.4 とも,国土地理院 2.5 万分の 1 地形図地図画像を使用）

図 4.8.5　崩壊前後の Google 画像（左：2010.5.5,　右：2011.9.8）

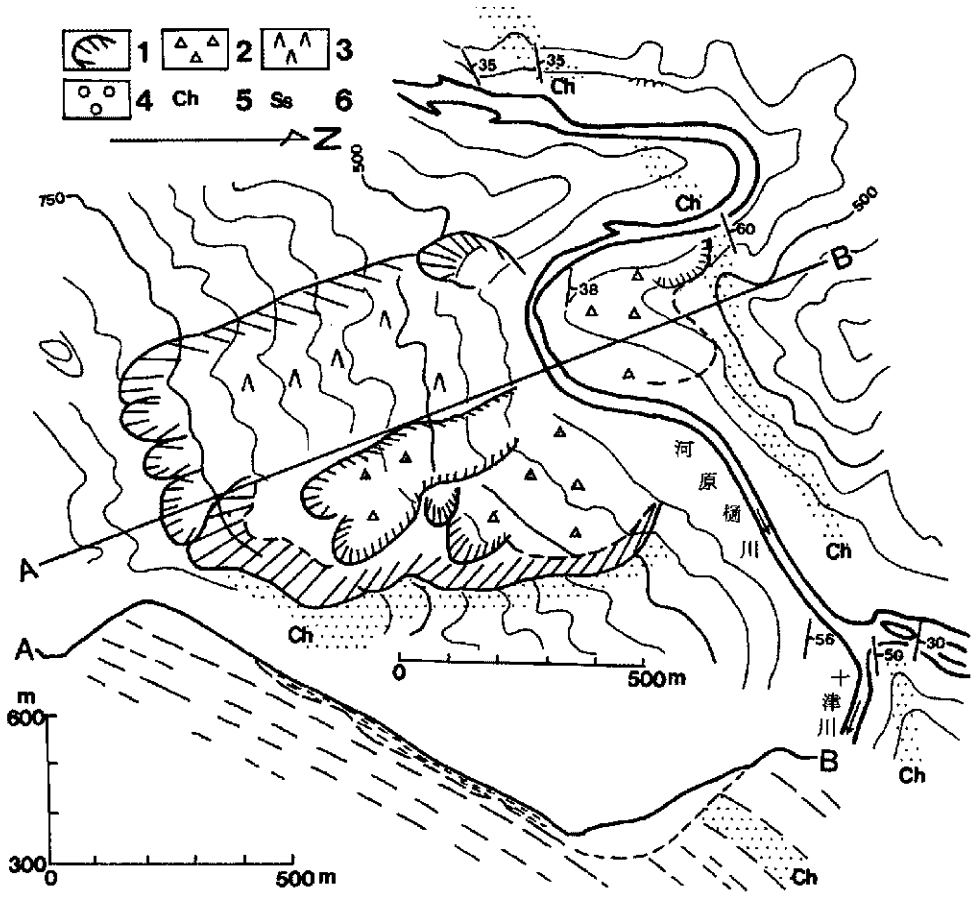


Fig. 7　Topography, geology and schematic cross-section of the landslide at Hinose=yama facing the Kawarabi river, Nara Prefecture.
1; Main scarp　2; Slide debris　3; Head or slide block　4; Debris deposits after landslide　5; Chert　6; Sandstone

図 4.8.6　河原樋火ノ瀬山の崩壊 [5)]

写真 4.8.1　川原樋川対岸から見た崩壊地

写真 4.8.2　左岸下流から見た崩壊地（左）と対岸の土砂堆積（右）

写真 4.8.3　左岸上流から見た河床付近の岩盤ブロックの堆積（右は崩壊地）

② 高速“移動体“の痕跡

川原桶川左岸の崩積土の上方の山側斜面は，河床面から比高 70m（崩積土上面から比高 40m）まで，斜面を覆っていた草木は浸食され一面が砂礫の斜面となっている．この浸食斜面上には，根元付近から上部の幹がもぎ取られた立木痕および最大深さ 50cm の洗掘痕がいたるところに残存している．浸食斜面上面付近に残存する立木の幹の下半分は樹皮が剥ぎ取られ，樹肌に径 10cm 程度の岩石がめり込んでいた（写真 4.8.4）．

これらの痕跡からは，浸食をもたらした流れは高速で，その流動方向は上流側から下流側へ斜面をはい上がり下ったことを示す．浸食斜面の特徴から判断して，おそらくその流動の主体は砂礫を含む水だと推定できる．

③ 土砂ダムの形成と崩壊

崩積土の上流，500m 長にわたって，道路面より上方に水が流れた痕跡が川の右岸・左岸に認められる．痕跡には，立木の樹皮の剥ぎ取り，道路切り割りを覆うネットの破壊，ネットおよび樹木に付着する紙片，道路面を覆う砂層がある．これらの痕跡は，河床からの最大比高は 16m であり，下流側から上流に向かって低下する．崩積土の高まりの上流側は急傾斜の浸食面となっている．崩積土の上流に認められる濁流の痕跡は，崩積土により，河道が一時的に閉塞され，その後，決壊したことを示す．崩壊地より下流域には，十津川との合流箇所などに大量の土石が堆積し扇状地を形成している（図 4.8.5 右）．

2) 崩壊前の地形

(1) 旧崩壊地形

① 旧滑落崖と崩壊地形

図 4.8.3 によると，標高 853ｍピークの北西側下方に旧滑落崖がある．1976 年撮影の空中写真，崩壊前の Google 画像（図 4.8.5 左），および 2000 年 12 月に撮影された現地遠景写真（写真 4.8.5 左）によると，この滑落崖で囲まれた範囲に明瞭な崩壊地形が判読される．その崩壊地形は滑落崖から西～北西へ向かって崩壊しており，標高 470m付近で収束している．平野ほか [5]によると，この崩壊地形は 1889 年 8 月 21 日に発生した「河原樋火ノ瀬山」とされ，図 4.8.6 にその状況が示されている．これによると，崩壊は流れ盤斜面で発生したこととともに，旧崩壊地西側に「わずかに変位したと思われる流れ山状の地形が滑落崖付近にみられる」とあり，今回の崩壊地を包含するような形で平面表示されていることは興味深い．

② 旧崩積土

旧崩壊地形の北側に同標高の周辺斜面よりも緩勾配を呈し，ややコンターの乱れた斜面がある（図 4.8.2）．これは旧崩積土からなる地形と考えられ，図 4.8.6 にも示されており，川原樋川沿いの右岸斜面でその堆積物の断面を確認できる（写真 4.8.1，写真 4.8.2）．

3) 斜面変動機構の考察

(1) 崩壊前地形と崩壊の関わり

① 旧崩積土の分布と崩壊

旧滑落崖北側に分布する旧崩積土は，その一部（上流側）が今回の崩壊で崩落している．しかし，東側斜面には大量の旧崩積土が残留している．一方，西側の崩壊斜面は旧崩壊地の隣接箇所に位置するが，ここには大規模な地すべり地形は抽出されていなかった（防災科学技術研究所，地すべり地形分布図 [4]）．今回の崩壊土量を構成する土砂と岩盤の割合については，主要な崩壊が岩盤の流れ盤すべり崩壊で，特に斜面上部からは風化砂岩がブロック状に崩壊していること，まとまった土砂の崩壊としては崩壊地左下の旧崩積土の崩壊であることから，土砂の構成比は 2～3 割程度で岩盤の構成比が主体であると推測する．

写真 4.8.4　左岸斜面の上部．この辺りまで崩壊土砂が到達した

川に面した側の樹皮が剝され，石（〇印）がめり込んだ樹木

写真 4.8.5　崩壊前（左）と崩壊後（右）
左：2000 年 12 月十津川災害記念集会現地巡検にて撮影（撮影者：木村克己）

② 斜面勾配と崩壊

図 4.8.4 の崩壊前地形の傾斜区分をもとに，斜面勾配と崩壊の関係に着目すると，すべり面は斜面中間部にある約 30 度の地形面に形成されており，この地形は地質構造（断層面）に規制されたものと考えられる．滑落崖直下の旧地形面は 28 度程度と若干緩く，ここには風化した砂岩が分布し，下方の泥質混在岩のすべり破壊に伴って滑落したと考えられる．

一方，崩壊地左側には，標高 853m ピーク西側の急傾斜部からの崩壊，および標高 570m付近を頭部とする旧滑落崖直下からの崩壊があった．前者は旧崩壊時の滑落崖から上方へ連続する箇所からの緩んだ岩盤の崩壊，後者は約 30 度傾斜のやや尾根状を呈する斜面で，旧崩壊時に残留した崩積土の崩壊である可能性が高い．

③ 侵食地形と崩壊

崩壊斜面を含む周辺斜面には，川から尾根に向かってほぼ直線状に延びる谷地形が幾筋も認められ，侵食地形が発達している．これらは崩壊地西側の尾根部の斜面にも見られ，主稜線に近い標高まで追跡することができる．直線状の侵食地形は，泥質混在岩分布域である程度樹枝状に枝分かれして発達

し，上方の砂岩分布域で次第に不明瞭となる．新・旧崩壊とも，主要なすべり面は，より侵食地形の発達した泥質混在岩中で形成されている．

(2) 崩壊発生機構

主要な崩壊は，流れ盤をなす泥質混在岩において発生した．この斜面では比較的浅部に岩盤が分布していたと考えられ，地すべり分布や旧崩積土分布は推定されていなかった．斜面勾配は流れ盤面と同様の 30 度であった．これより，今回の崩壊土塊の厚さはせいぜい 10～15m程度であろうと推測する．地すべりの幅(W)と地すべり層厚(D)（すべり面の深さ）に関しては，これまでは，W/D=5.0～6.0 のものが多い（平均値は 7 程度）という報告がある[6)]．これに比べると当地の崩壊（地すべり）深さ（崩壊土層厚）は，崩壊幅に対して相当薄い．ただし，この値は主に崩壊の前後の形状からの推定値であり，今後の地形・地質的観点からの検討や，きわめて短時間における多量の降雨のもとに発生した今回の状況を踏まえ，かつ崩壊地に現れた平坦面の下位（地中）にすべり面が存在しないという情報が得られた上で，これらを総合したメカニズムの評価が待たれるところである．

また，斜面の特徴として地質構造に規制されて平滑な面を形成するが，直線状の小規模な侵食地形が多く見られる．これは，降水が地下深部へ浸透しにくいこと，応力解放により緩んでいる混在岩の表層付近は侵食作用を受けやすいことが要因として考えられる．

一方，崩壊地左側上部で生じた崩壊は旧滑落崖から上方へ連続する緩み岩盤の崩壊であると考えられる．また，崩壊地左側下部で生じた旧崩積土の崩壊は，緩んだ岩塊混じり土石の崩壊であると考えられる．これらの崩壊は主要な崩壊に引き続いて発生したと考えられる．

4) 今後の課題

崩壊地内には崩壊地右側,左上側,左下側の各崩壊による崩壊土砂が堆積･残留している(図 4.8.1)．残留土砂量は明確ではないが，滑落崖直下の土塊や左下側の崩壊による残留土砂が比較的厚いように見える.また,崩壊地下部の東側(下流側)に連続する緩斜面には,旧崩積土が残留分布する(図 4.8.2)．差し迫った課題としての崩壊予知や防災対策検討のためには，これら残留土砂量の範囲や土量の把握が重要である．

地形図判読によると，今回の崩壊斜面は，コンターの乱れなどから大規模な緩み岩盤の分布を指摘しにくい平滑な斜面であった．一方，小規模な谷状の侵食地形が尾根付近まで発達する，尾根付近でやや緩傾斜面を形成している，などの特徴がある．周辺地域で同時期に発生した大規模斜面崩壊の特徴を詳細に検討する必要があろうが，少なくとも「赤谷」の斜面崩壊と上記の観点において類似した特徴がある．また，同様の斜面は崩壊地の南西側にも分布している．

今後の大規模斜面変動予測のためには,地質分布(混在岩),地質構造と斜面方向の関係(流れ盤),侵食地形の発達，旧崩積土の分布と河川攻撃斜面などの位置関係，などにも着目する必要がある．特に，流れ盤の走向傾斜と斜面の方向や勾配の一致度，それらの斜面内におけるその変化や広がり，岩盤の緩み層の厚さの見積もり，などについての検討が重要となろう．

引用文献

1) 国土交通省国土地理院：電子国土ポータル
2) 国土交通省国土地理院：災害情報共有マップ
3) 日本地質学会：日本地方地質誌，近畿地方，pp.145-149，2009
4) 独立行政法人 防災科学技術研究所 ：地すべり地形分布図データベース
5) 平野昌繁・諏訪浩・石井孝行・藤田崇・後町幸雄：1889 年 8 月豪雨による十津川災害の再検討－とくに大規模崩壊の地質構造規制について－，京大防災研究所年報，第 27 号 B-1，1984
6) 土木研究所資料第 4077 号(2007/9),地すべり防止技術指針及び同解説(提案),P137.

4.9 五條市大塔町赤谷地区

【宇都秀幸・木村克己・栃本泰浩・東原 純・村橋吉晴・南 幸孝】

現地調査は，主に崩壊斜面下流からの遠望観察により行った．このほかに 25,000 分の 1 地形図[1)]や崩壊後撮影された空中写真[2)]（2011 年）や崩壊前後に撮影された Google 画像を用いて，崩壊状況や特徴を整理しとりまとめた．

1) 規模と斜面変動の状況

(1) 崩壊斜面

① 崩壊範囲

図 4.9.1 に崩壊地形を示す．崩壊斜面は大塔町清水地内の，川原樋川支流赤谷川右岸の攻撃斜面で，崩壊前の斜面傾斜は平均35°程度の北西向き斜面である．崩壊は高さ約1050mの尾根部から生じており，赤谷川の河床（標高約 450m）との比高差は 600m に及ぶ．崩壊幅は尾根部で約 200m，中腹で約 350m，河道付近で約 400mである．崩壊深さは樹高から 40m程度と推測される．（写真 4.9.1 参照）崩壊土量は，近畿地方整備局の発表によれば約 900 万m^3である（23 年 10 月 11 日現在）．崩壊斜面長を 1200m，平均崩壊深さ 30mと仮定すれば，崩壊土量は平均的な崩壊幅 300mを乗じて約 1,080 万m^3と見積もられ，発表された値と近似する．

② 崩壊地内の状況

滑落崖頂部の標高 1150mから崩壊地左壁（下流側）の標高 850m付近には風化した砂岩が分布する．崩壊地右壁（上流側）の標高 700～950m付近には，側方滑落崖を形成する泥質岩が分布し，東西走向で急傾斜（遠望約 40～50°）した連続性のある分離面を形成する(写真 4.9.2～4.9.4)．崩壊地中央付近に露出する岩盤の分離面は，斜面に平行したすべり面をなしている（北東-南西走向，約 35°北西傾斜，写真 4.9.5)．この露岩下方からは湧水が認められる．主要な斜面変動は，この流れ盤をなす分離面をすべり面とする北西方向への滑落と推測される．尾根部の砂岩層の崩壊は，発生した土石が滑落面表層を被覆していることから，この主要な崩壊に誘発された二次的な崩壊と見られる．一方，崩壊地の標高 600m以下には崩積土が残留しており露岩は部分的である．

(2) 基盤岩の地質

① 地質構成

図 4.9.2 に地質分布を示す．およそ標高 800mより上部の尾根沿いに砂岩層が，斜面の下部には泥質岩層が分布する．これらは四万十帯日高川層群の美山層に属する．遠望で認められるこの泥質岩の面構造は，東西走向，約 60°北傾斜で，崩壊地の側方滑落崖を形成する分離面を規制している．

② 地質構造

尾根付近の砂岩層は泥質岩層の構造的下位に位置する．崩壊地に分布する美山層は，大局的に東西走向で北傾斜する．

(3) 崩積土と土砂ダムの形成

赤谷川の河道沿いには延長約 1,000mにわたって崩積土が河道を埋め（図 4.9.1）そのうち 700m程度が土砂ダムの堰を形成する（写真 4.9.1，4.9.6)．対岸（左岸）には高さ 70m程度の高まりが形成されている(写真 4.9.6～4.9.7)．観察した 9 月 25 日には堰上面において，中途あたりから濁っていない水の逸流が認められた．崩積土の高まりの下流側面は浸食崖をなしており，谷出合いから遠望観察では土砂が卓越しているように見える．発生した土石は，崩壊地から約 1km 下流の川原樋川との合流部に扇状地を形成する(写真 4.9.8)．

2) 崩壊前の地形

(1) 旧崩壊地形

写真 4.9.1 と図 4.9.3 に崩壊前地形を示す．25,000 分の 1 地形図よると崩壊地域の斜面は，標高 950m 附近の急斜面を境にして，その下位は浅い谷地形で，勾配 35～40°のほぼ直線斜面をなす．一方，その上位，尾根の標高 1050m までは比較的緩やかな傾斜の斜面をなし，950m～970m に谷側に凸地形をなす平坦面が認められる．斜面中央部に標高 640mを頭にした幅 50m程度の小規模な崩壊地があるが，当該

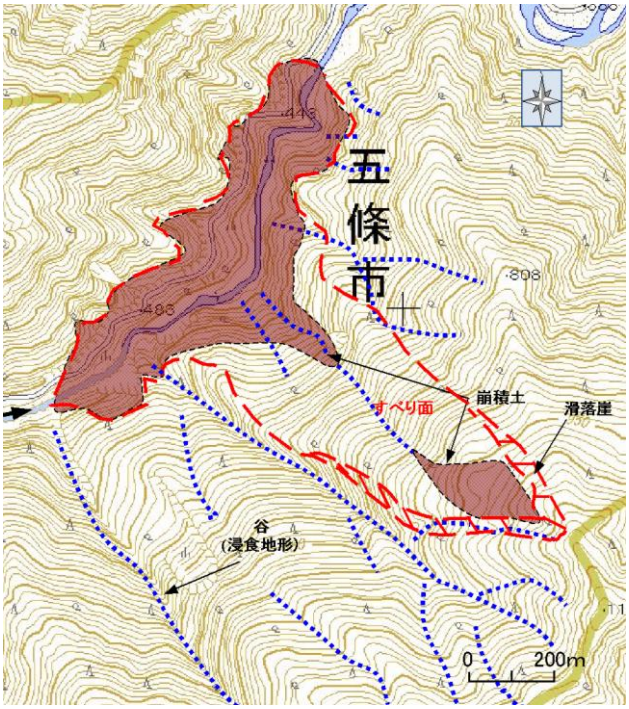


図 4.9.1　崩壊地形

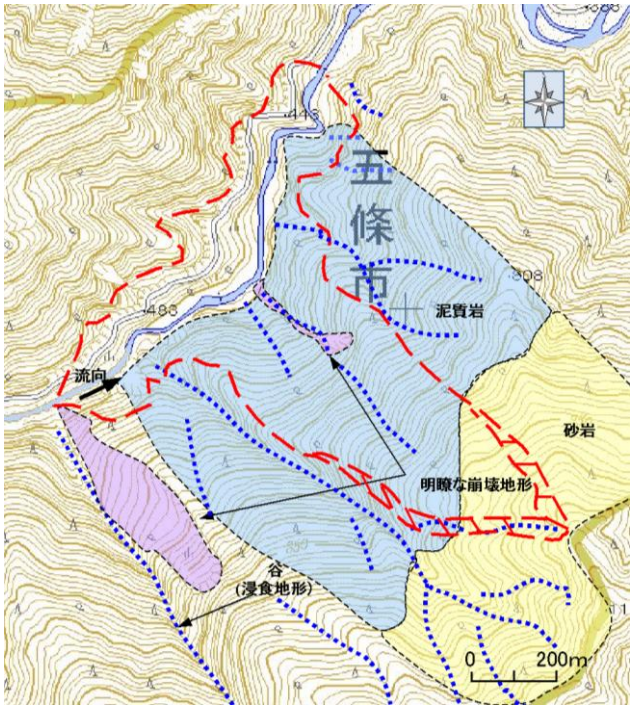


図 4.9.2　地質分布

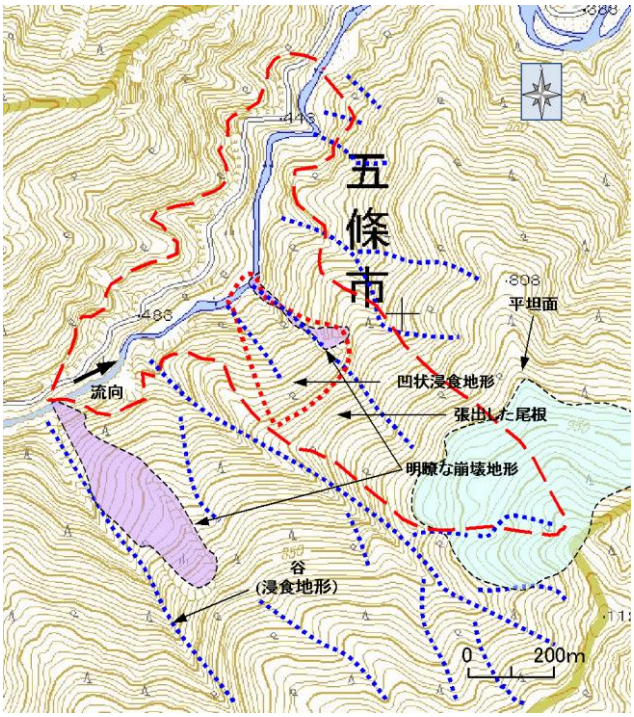


図 4.9.3　崩壊前の地形

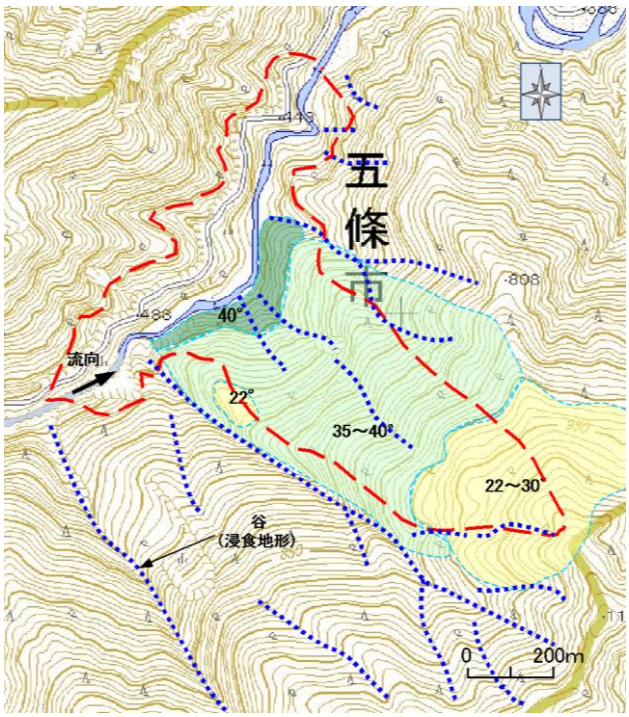


図 4.9.4　傾斜区分（崩壊前）

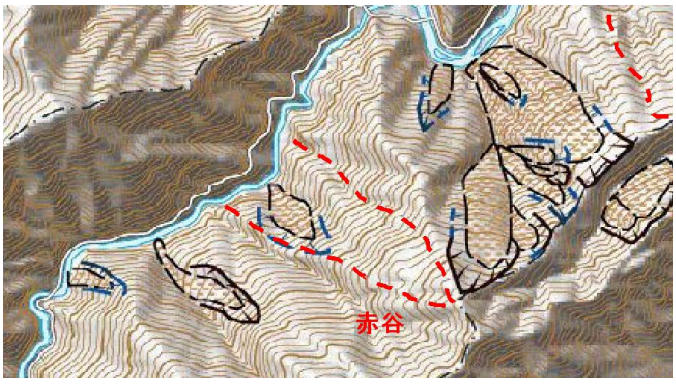


図 4.9.5 防災科学技術研究所の地すべり地形分布

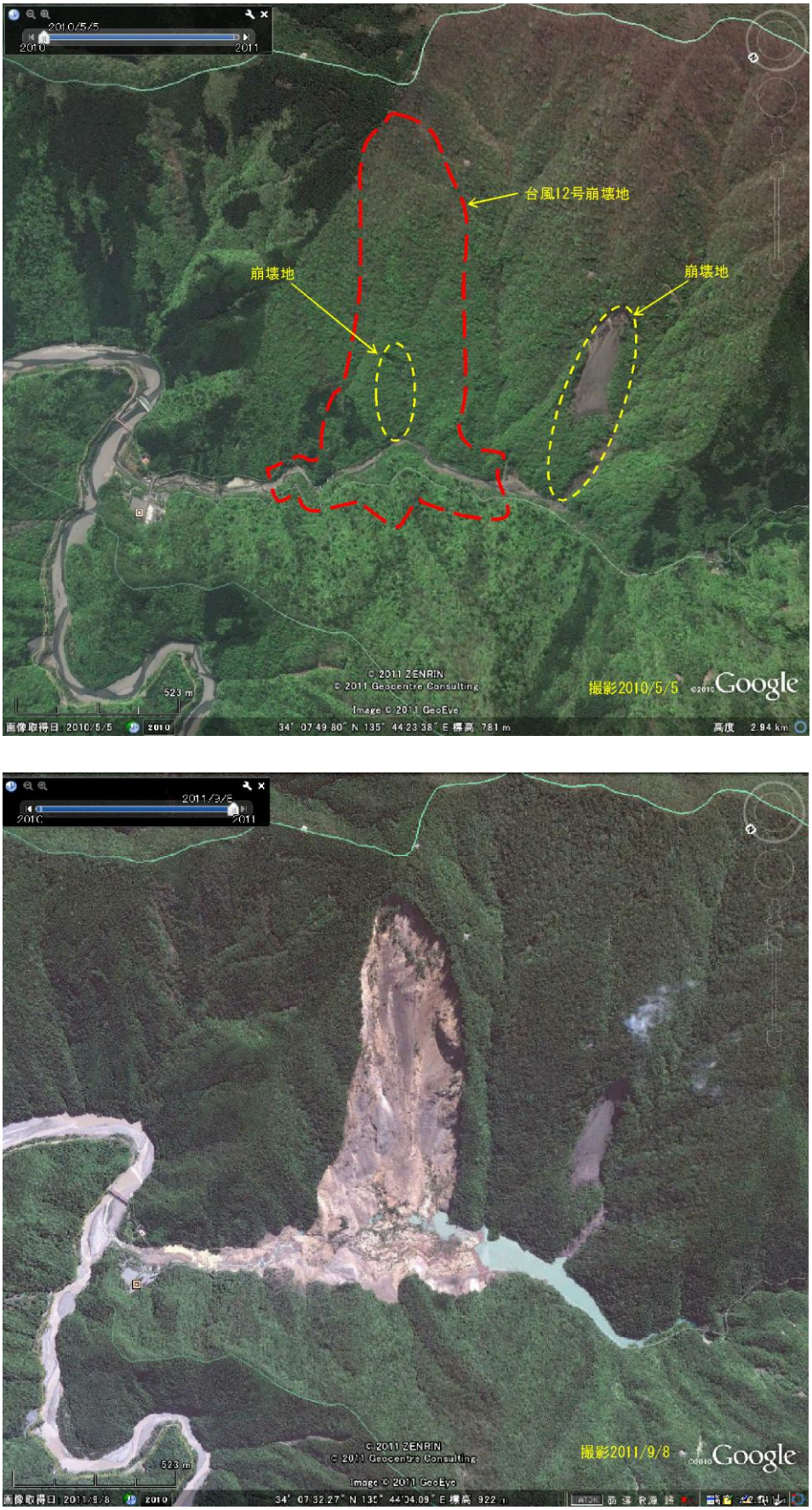


写真 4.9.1　崩壊前後の空中写真（Google 画像を使用）

地域の斜面地域には新しい崩壊地形は少ない.

(2) 崩壊前地形の特徴

① 地すべり地形

防災科学技術研究所の地すべり地形分布図[3]によると，当崩壊地では大規模な地すべり地形は抽出されていない．斜面下部に小規模な「不安定土砂」が抽出されている（図 4.9.5）.

② 斜面上の侵食地形

崩壊斜面を含む周辺斜面には，川から尾根に向かってほぼ直線状に延びる狭い谷地形が幾筋も認められる．崩壊斜面では中央部に標高 700m付近を頭にした幅約 200mで深さ約 40mの平底型の凹地形が分布する．この地形は形状から古い崩壊跡等の浸食地形とみなされ，斜面下部の河道浸食が進行している様子が伺える.

3) 斜面変動機構の考察

(1) 崩壊前地形と崩壊の関わり

① 斜面勾配と崩壊

図 4.9.4 に崩壊前地形の傾斜区分を示す．斜面勾配と崩壊の関係に着目すると，すべり面は斜面中間部にある勾配約 35～40° の地形面に形成されており，この地形は写真 4.9.5 に示すような地質構造（低角度分離面）に規制されたものと考えられる．頭部滑落崖直下の旧地形面は 22～30° 程度と緩い．この地形面には風化した砂岩が分布し，斜面下部に主として分布する泥質岩の崩壊に伴って滑落した二次崩壊と考えられる.

② 侵食地形と崩壊

直線状の侵食地形は，泥質岩分布域で発達し，斜面上部の砂岩分布域で不明瞭となる．新・旧崩壊とも，主要なすべり面は，より侵食地形の発達した泥質岩中で形成されている.

泥質岩分布域の斜面には，標高 700m付近を頭にした幅約 200m，深さ約 40mの凹地形が分布するのに対し，その上部は緩い尾根状の地形が分布する（図 4.9.3）．この尾根には，写真 4.9.3 に示す深部まで及ぶ褐色亀裂が発達している．したがって，凹地形上部に分布する尾根部は，浸食（形状から見て旧崩壊地）斜面上位に残された，緩み岩盤が分布する不安定な斜面であったと推定される．今回発生した主要な崩壊は，泥質岩が分布する斜面の岩盤すべりとして，この緩んだ斜面上部で発生し，尾根部に至る風化した砂岩からなる斜面の崩壊を誘発したものと推定できる.

(2) 崩壊発生機構

主要な崩壊は泥質岩において発生した．崩壊機構は次のように分析される.

・素因

a) 崩壊底面を規制し，約 35° で北西傾斜する地質構造の存在.

b) 崩壊側面を規制し，約 40～50° で北傾斜する地質構造の存在.

c) 標高 700m以下の凹型地形上部に分布する，深部まで褐色化した多亀裂帯（緩み岩盤）の存在.

d) 多亀裂帯を形成する原因となった標高 700m以下の凹型地形の存在.

・誘因

a)8 月 31 日から 9 月 5 日にかけての 870㎜ の降雨（宇井観測）

要約すると，今回の斜面変動は，泥質岩中に発達した流れ盤をなす分離面がある地質構造の存在が最も大きな素因である．次いで標高 700mを頭にする凹型浸食地形上方に形成された緩み岩盤中の多亀裂帯の存在．その多亀裂帯に多量の豪雨が浸透したこと．以上による深層の岩盤崩壊と見なせる.

一方，標高 1000m付近の崩壊頂部には風化した砂岩が分布し，緩斜面を形成していた．この部分の崩壊は，下方の泥質岩の崩壊に引き続いて発生した二次崩壊と考えられる.

4) 今後の課題

今回の崩壊は，明瞭な地すべり地形を抽出できない比較的平滑な斜面で発生した．しかし，斜面中腹に分布する幅広い平底型の凹地形に着目すれば，隣接する長殿北の標高 550mや長殿谷の標高 720mに

写真 4.9.2　側方滑落崖をなす分離面

写真 4.9.3　滑落崖をなす分離面と深部まで及ぶ亀裂

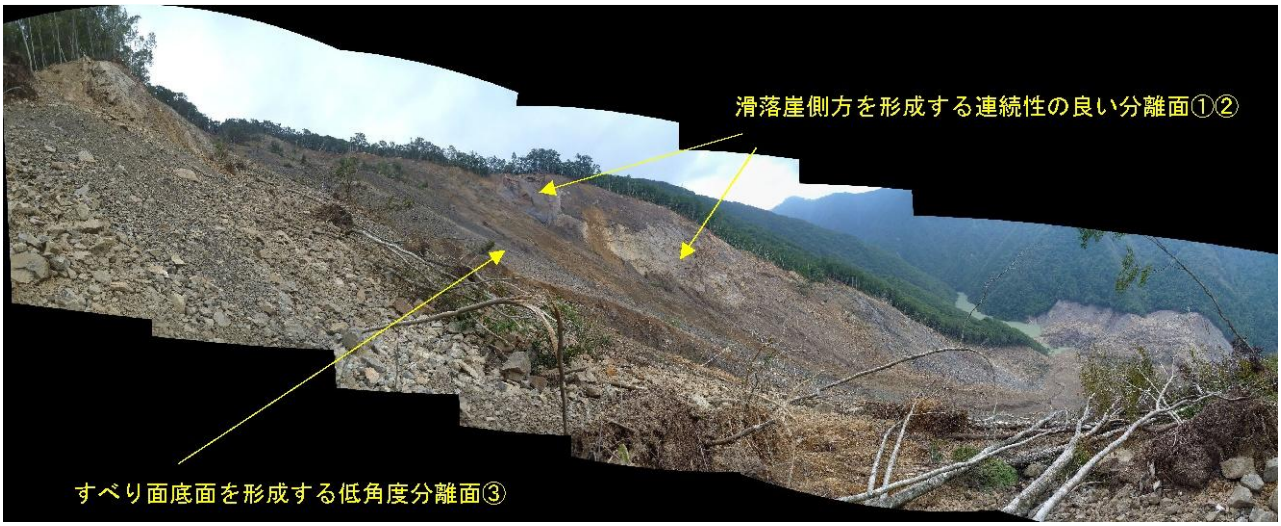


写真 4.9.4　下流側標高 810m付近から見た崩壊地の全景

写真 4.9.5　すべり面底面を形成する分離面

写真 4.9.6　河道を埋積した崩積土砂と堰止め湖

写真4.9.7 下流から見た土砂ダム

写真4.9.8 下流の川原樋川合流部に形成された扇状地

も同様の地形が見受けられる．この 3 箇所は同じ北西向き斜面に位置し，同規模，ほぼ同様の形態の崩壊が発生している．長殿谷では確認していないが，地形特徴から地質や地質構造も類似していると推測される．今後の大規模斜面変動予測のためには，特に地質（泥質岩や混在岩）の分布，断層など地質構造と斜面方向の関係（流れ盤か否か），斜面下部の古く幅広い侵食地形の発達とその上方の張出し地形，及び河川攻撃斜面などの位置関係，などにも着目する必要がある．

引用サイト

1）国土交通省国土地理院：電子国土ポータル．
2）国土交通省国土地理院：災害情報共有マップ．
3）独立行政法人 防災科学技術研究所　：地すべり地形分布図データベース．

4.10 十津川村野尻地区

【酒井信介・成子浩明・大北耕三・中川 渉・林 慶一】

対象地は，風谷ダムの下流，野尻地区を南流する十津川左岸に流入する小原谷沿いの斜面である（図 4.10.1）．崩壊ブロックは，標高 780m付近から標高 500m付近まで分布し，土砂は十津川河床面の標高 210mまで流下している（図 4.10.2）．

新聞報道によると十津川に流入した土石流は，土石流発生には河川を堰き止める程の状況であり，それが原因で直下流の右岸側に位置する村営住宅を流出させ死傷者を出す参事に至ったと説明されている．

図 4.10.1　対象地案内図（背景図は文献 1）

1) 規模と斜面変動の状況

崩壊は小原川沿いの斜面頂部付近の 2 箇所で発生しており，右側崩壊部の末端でさらに崩壊している複数の小ブロックが認められる（写真 4.10.1，4.10.2）．斜面頂部の，小さいブロック（正面左側）は幅 100m，長さ 250m程度であり崩壊厚さは十数mに及んでいる．土砂量は 15 万m^3程度である．大きいブロック（正面右側）は幅 200m，長さ 300m，崩壊層厚十数mである．土砂量は 30 万 m^3程度である．両崩壊は，土砂が斜面中腹に残存しており，特に正面右側の大きい崩壊は，移動土塊の末端部で大小の崩壊が発生している．大きい崩壊は末端部の上流側が谷部まで達しており，一部を閉塞した状況となっていることが予想される．

2) 崩壊した土砂の状況

崩壊箇所の地質は，泥岩，砂岩の互層から構成されている．表層地盤の地層の色調は灰色部と赤褐色部に分けられ，灰色部が基盤岩付近の地質を示し，風化した移動岩塊が被覆している．これら基盤岩類と移動土塊との境界付近からは多量の湧水が認められる．

正面左側のブロックにおいては，層厚は不明であるが，崩壊土砂が残存し，崩土表面には倒木が分布している．ブロックはボトルネック状であるが，倒木は流下し標高 450m 付近にまで至っていることから土砂が薄く残存していると考えられる．

一方正面右側のブロックは，土塊の上部に立木が認められ，下部においても大きくは倒木となっていないことから，ある程度の層厚が予想される深層崩壊と考えられる．

末端の崩壊ブロックは複数箇所で崩壊し，右側ブロック末端部の表層崩壊であると考えられる．

写真 4.10.1　空中写真 [3)]

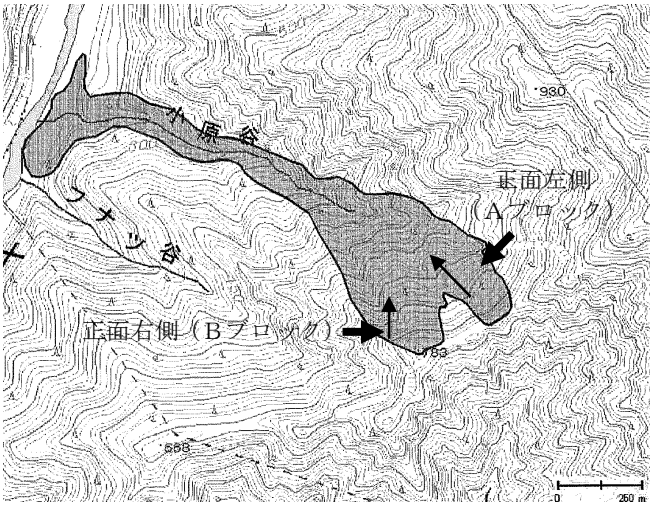


図 4.10.2　崩壊形状と流出した土砂（背景図は文献 2）

写真 4.10.2　国道 168 号から見た全景と崩壊部の拡大写真

3) 変動前の斜面の特徴

対象となっている斜面は，西北西向きである．

防災科学研究所による地すべり地形分布図と比べると，今回崩壊した正面右側のブロックとほぼ同じ位置において，「後方に滑落崖があり，移動体の輪郭が判定可能な状況」を示している．崩壊の形状は幅 100m 程度を有しており，滑落崖は尾根部まで達し，今回の崩壊位置とほぼ同じである．地形図と大きな変化は認められないが，移動体は多くが移動している可能性がある．これらの崩壊により緩みが側方に波及して拡大したことが予想される．

一方右側のブロックの発生箇所では明瞭な崩壊地形は認められないことから，初生地すべりであると考えられる．

引用文献

1) 数値地図 200000（地図画像）日本-Ⅲ，国土地理院，2002.
2) 数値地図 25000（地図画像）「和歌山」，国土地理院，2009.
3) 台風 12 号による被災に関する情報 空中写真，国土地理院ホームページ，
http://zgate.gsi.go.jp/SaigaiShuyaku/20110906/index2.htm，2011 年 10 月閲覧.

4.11 十津川村川津地区（法主尾山東）

【酒井信介・成子浩明・大北耕三・中川 渉・林 慶一】

1) 崩壊規模と斜面変動の状況

対象地は，十津川村の中央部に位置する風屋ダム湖右岸に流入する渓流沿いの斜面である（図 4.11.1）．ここでは，最大幅約 250m，比高差約 300m，長さ約 500m に渡って斜面の崩壊が発生した．地形的に接近が困難であったため対岸からの遠望による観察結果であるが，崩壊深は最大で約 30m 程度と思われる．

崩壊は，まず図 4.11.2 に示す斜面下部ブロックが崩壊し，この影響で不安定化した斜面上部ブロックが崩壊したものと推察される．二つの斜面ブロック崩壊により発生した崩積土は，斜面下端部を風屋ダム湖に向かって流下する渓流を一時的に閉塞したものと考えられる．渓流閉塞後は，崩壊ブロック上方で発生した小規模崩壊に起因する土石流，および渓流上流からの多量の流下水により崩積土が浸食されダム湖に流入したものと推察される．渓流に沿って流下した崩積土は，ダム湖付近で小規模な扇状地を形成している（写真 4.11.1）．

図 4.11.1　対象地案内図（背景図は文献 1）

2) 崩壊斜面の地形地質

崩壊発生斜面は，図 4.11.2 の崩壊前地形に示されるように，やや不明瞭な谷地形を含む尾根の側面部に位置する．斜面下端部には，ダム湖から法主尾山に向かって延びる谷が形成されている．また，崩壊が発生した尾根の反対側面部にも明瞭な谷が発達している．崩壊斜面は北向きで，上部ブロック及び下部ブロック共に直線直線型から直線谷型斜面を呈している．

なお，下部ブロックでは，ブロック中央部から下部に渡り部分的に凸型地形が形成されているが，凸部

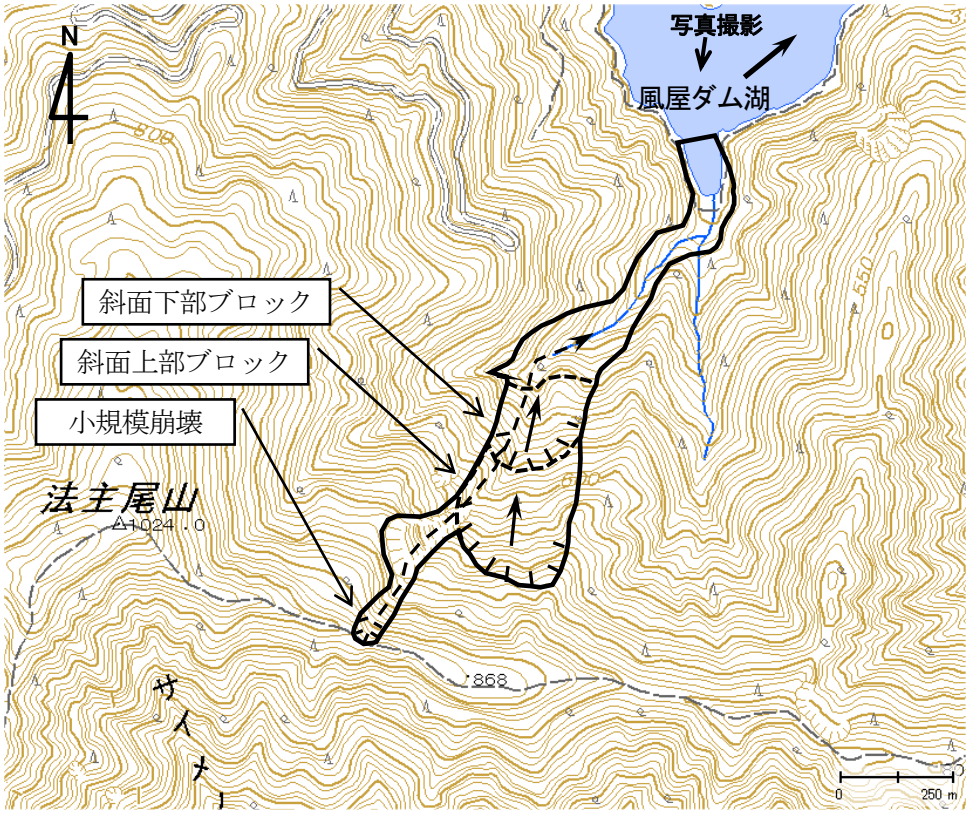


図 4.11.2　崩壊位置の概要（背景図は文献 2）

写真 4.11.1　崩壊地全景（風屋ダム湖対岸からの遠望）

は斜面下部に位置する渓流に対し攻撃斜面となっており，こうした地形的要因も崩壊発生の一因であると考えられる．

崩壊斜面で見られる露頭は黒色系を主体としていることから，泥岩が分布しているものと推察される．遠望であるためやや不明瞭であるが，露岩面は全体的に滑らかで大部分が一様な面として認められることから，泥岩は斜面に対し流れ盤構造になっていると考えられる．ダム湖対岸に位置する写真 4.11.1 撮影場所付近には，写真 4.11.2 のような砂岩を薄く挟む泥岩が比較的低角な傾斜構造で分布している．この露頭の傾斜方向は，崩壊発生斜面に対して流れ盤となるが，こうした事実からも崩壊斜面は巨視的には流れ盤構造であるといえる．

写真 4.11.2　対岸に分布する泥岩の露頭

3) 崩壊後の状況

調査時点では，写真 4.11.1 に示すように，崩壊斜面頂部では落差が大きな滑落崖の形成は見られず，崩壊面から崩壊部上方斜面に向かって斜面勾配が概ね滑らかに変化していることが確認された．こうしたことから，今後，顕著な斜面崩壊領域拡大の可能性はそれほど高くない．

一方，崩積土は，崩壊斜面上部にはほとんど残留しておらず，斜面の中央部から下部に渡って堆積している．特に，斜面下部で厚く堆積しているようである．写真 4.11.3 の航空写真に示されるように，現時点で崩積土による渓流の堰止めは生じていないが，斜面中に残留している多量の崩積土が今後の豪雨等により崩壊し，ダム湖へ流入する恐れがある．

一方，崩壊斜面上方で発生した小規模崩壊部付近では，写真 4.11.3 の崩壊前航空写真から判読されるように，古い崩壊跡が分布している．この部分では，調査時に土留工や水路工らしき対策構造物が認められた．対策領域の上方で発生した小規模崩壊に伴う土石流の影響で，対策領域には土砂が堆積しているが，外観として構造物に大規模な損壊は見られないことから，ある程度の効果が発揮されたものと考えられる．

（崩壊後，2011 年 9 月 7 日撮影）　　（崩壊前，1976 年 6 月撮影）

写真 4.11.3　崩壊前後に対する航空写真 [3),4)]

引用文献

1)数値地図 200000（地図画像）日本-Ⅲ，国土地理院，2002.

2)数値地図 25000（地図画像）「和歌山」，国土地理院，2009.

3)台風 12 号による被災に関する情報 空中写真，国土地理院ホームページ，
http://zgate.gsi.go.jp/SaigaiShuyaku/20110906/index2.htm，2011 年 10 月閲覧.

4)国土情報ウェブマッピングシステム，国土交通省ホームページ，
http://nlftp.mlit.go.jp/WebGIS/index.html，2011 年 10 月閲覧.

4.12 十津川村三浦地区

【酒井信介・成子浩明・大北耕三・中川 渉・林 慶一】

対象地は,奈良班の崩壊調査地の中でも最南部に位置し,県道 733 号に沿って東流する神納川に,五百瀬付近でほぼ南南東から北北西に流入する渓流沿いの左岸側斜面である（図 4.12.1）.

地質学的には,紀伊半島中部を東西に走る神納川断層の南側に位置し,四万十累帯の日高川層群の龍神累層からなる[2]. 前述の野尻地区, 川津地区が神納川断層の北側に位置し, 同じく日高川層群ではあるが, 白亜紀チューロニアン（9,350～8,930 万年前）の美山累層からなるのに対して,龍神累層は白亜紀キャンパニアン(8,350～7,060 万年前)とやや新しい時代の地層である.崩壊したのは龍神累層の中でも最上部に当たる最も新しい時代の地層で, 100m以上の厚さの鱗片状劈開の発達する黒灰色頁岩と,その上位に重なる 20m 程度の厚さの灰白色砂岩である[3]. これらの地層はほぼ東西方向の走向で, 北に約 45° 傾斜する.

図 4.12.1 対象地案内図（背景図は文献 1）

崩壊は尾根から北東～東北東に傾斜する斜面で, ほぼ稜線から北東～北北東方向に流下する形で起こったので, 構造的に完全には一致しないが, 流れ盤的な崩落であったと言える.

本地区については, 崩壊発生後に撮影された空中写真がすでに公開されているので, 崩壊範囲が正確にわかるように地形図上にこの空中写真を重ねたものを作成した(**図 4.12.2**). また, 崩壊地の地上からの全景を**写真 4.12.1** に示す.

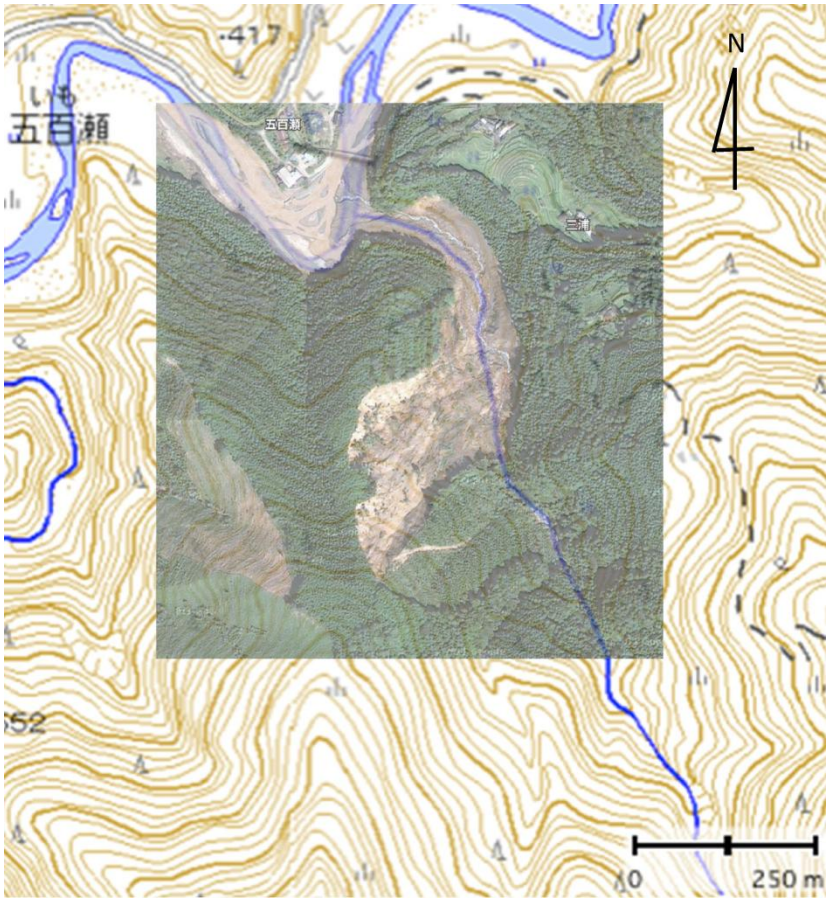


図 4.12.2 崩壊位置の概要（国土地理院 2.5 万分の 1 地形図地図画像およびGoogle Earth 空中写真画像を使用）

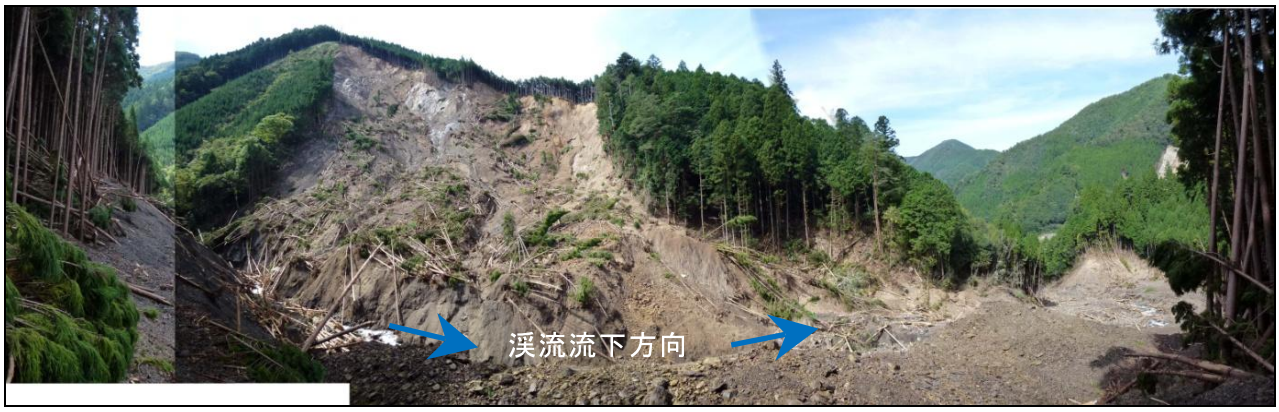


写真 4.12.1　崩壊地全景（渓流対岸からの眺望）

1）規模と斜面変動の状況

① 幅：**図 4.12.2** のように，頂部ではほぼ南北方向に約 260m の幅を持つが，渓床に至るまでの中間付近では北西-南東方向に 150m ほどの幅に狭まる．ここからさらに流下して渓床に達したのちは渓流沿いに北流し，幅は東西方向に 100m に狭まり，さらに 60mへと狭まる．この谷が神納川に合流する 100m ほど手前では大きく左に曲がってほぼ西流するようになるが，この先では右岸が張り出してきて幅は南北方向に 30m 弱と非常に狭くなる．

② 比高：**図 4.12.2** のようにして空中写真の崩壊範囲を地形図に落として読み取ったところ，南側のより高位の滑落崖頂部から渓床までの比高は約 220m，北側の滑落崖の最も低い北端部分から渓床までの比高は約 100m と判明した．北に向かって高度の下がる尾根の稜線付近から崩壊が起こったため，比高にこのような大きな差が現れた．

③ 深さ：崩壊後の表面の高度が測定できていないので正確な推定は難しいが，南側のより高位からの崩落が作った谷の最も深いところでは 30m ほどではないかと考えられる．

2）崩壊した土砂の状況

崩壊の概要を**図 4.12.3** に示す．上記のように頂部ではほぼ南北方向に約 260m の幅を持つが，北側の 100mと南側の 100m の間には 60m ほどの未崩壊部分が露岩として突出して残っている．このことから，巨視的にはこれより北側と南側の２つのブロックで崩壊が発生したものと推察される．

①滑落崖の状況・崩壊土砂の移動方向・移動形態および残留状況：北側と南側のブロックは**図 4.12.3** の矢印で示したようにそれぞれが北東と北北東に流下して，図中に破線で示した範囲に崩積土を残している．南側ブロックの崩落では 30m程度の滑落崖のすぐ下に侵食で形成された谷底部を埋めるように，樹木をまばらに含む細粒の崩積土が残留している．北側ブロックの崩落では数mの滑落崖の下に，上方に向かって倒れた樹木を表面に持つことからやや滑動土塊的と考えられる比較的細粒の崩壊土が残留する．これらの崩積土は，渓床に至るまでの中間付近で合流合体して全体として一つの崩壊のような外観を呈し，ここからさらに流下して渓床に達したのち，南側のブロックのより大きな崩壊は，対岸を 11mの高さまで駆け上がって樹木をなぎ倒して堆積している．この状況から，崩壊発生直後に渓流は一度閉塞されたと考えられ，その後越流が崩積土を下方侵食して現在の２つのブロックに分断したと考えられる．流路がこの部分では東側にずれている（**図 4.12.1** 参照）のはこのためと考えられる．

地元住民からの聞き取りによると，斜面崩壊発生と思われる轟音の後，比較的短時間で土石流が神納川に流入してきたことが確認されている．その際，土石流は，神納川対岸にまで押し寄せ，護岸沿いのガードレールを破壊したとのことである．このことは，図に破線で示した崩積土の厚く分布する部分よりも下流側で崩積土が少ないのは，この土石流によって土砂が排出されたためと推定される．現在，崩壊斜面下部には**写真 4.12.1** に示すように崩積土が多量に残留しており，今後，残留土砂に起因した土石流の発生が懸念される．

②湧水，旧崩壊土その他：湧水および旧崩壊土は全く認められなかった．

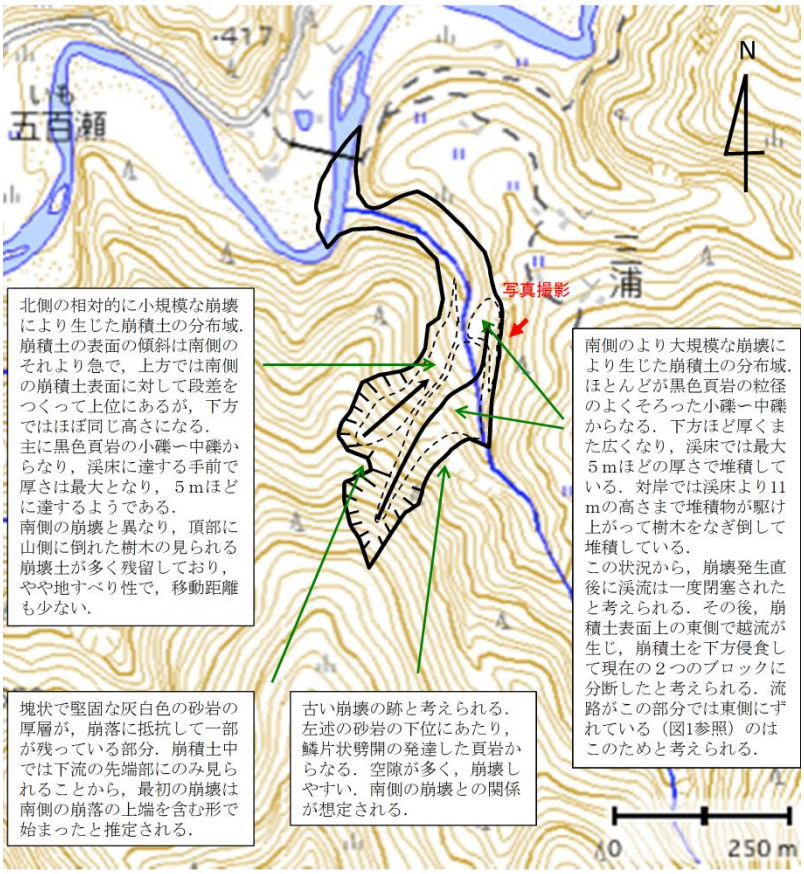


図 4.12.3　対象地の崩壊の概要（国土地理院 2.5 万分の 1 地形図地図画像を使用）

3）顕在化していないが周辺の斜面への影響

① 崩壊拡大の可能性の有無：南側の一部を除いて，ほとんど無い．

② 周辺斜面での亀裂発生などの状況：南側の崩壊の頂部南端の 20m ほど下から，樹木が失われたくぼみが見られるが，ここには元々浅い谷があったので，これが亀裂か，谷の上部で小規模な土石流が流れて樹木がなくなり岩石が露出しているだけかも知れない．高い位置にあるため現地では確認できなかったので，いずれかを判定することは難しい．

4）変動前の地形の特徴斜面の傾斜方向

① 斜面の傾斜方向：上部では北東だが下部では東北東へと漸移する．

② 河川との関係：本流ではなくそれに連なる水量の少ない渓流で，崩壊部分では直線的に北流しており，河川の影響は小さいと推定される．

③ 斜面変動地形の有無：なし

④ 防災科研の地すべり地形分布図との比較など:本渓流の上流には右岸に上下に重なるように２箇所，さらに上流の左岸には横に並ぶように３箇所の地すべり地形が表示されているが，対象地は地すべり地形とされていない．

引用文献

1)数値地図 200000（地図画像）日本-Ⅲ，国土地理院，2002.

2)中屋志津男・吉松敏隆・寺井一夫(1990)紀伊半島の地質と温泉，アーバンクボタ，NO.38，株式会社クボタ広報宣伝部，35.

3)木村克己(1986)奈良県十津川村南部四万十累帯北帯の日高川層群-層序と古地理-，地質学雑誌，92(3)，185-203.

4.13 黒滝村中戸（柏原谷）地区

【加藤正司・奥田 尚・篠原正男・東田 淳・松本修司・柳田 誠】

1)崩壊発生箇所

黒滝村の柏原山（標高942m）から中戸とその東側の赤滝との間を南にむけて柏原谷が延びている．崩壊は，柏原谷が2 つに分岐する標高646m 地点から上方で発生した（図4.13.1）．地形的には山腹から谷底まで続く崩壊地形（図4.13.2 の茶色）が認められる．この地形は，周辺よりも尾根がはっきりせず，沢が発達しない斜面である．背後には滑落崖が開析された急斜面があり，その基部には緩傾斜の平坦面が残る．崩壊土塊はやや急傾斜を呈し，下方まで続いている．崩壊土塊の中央部～下半分にかけては深さ10m程度の細長い沢の発達が認められる．

今回の崩壊は，既往の崩壊地形の下半分（幅100m，長さ250m，推定厚さ20m）が再動したもので，崩壊土塊は谷底で対岸に乗り上げている．土塊の末端は回転して逆傾斜している（図4.13.2 の赤矢印，写真4.13.1）．滑落崖の比高は40～50mと大きく，今回の崩壊の素因として沢と沢に集まる地下水が考えられる．今回の崩壊は杉の木をのせたまま移動した様子が空中写真からわかる(図4.13.1)．黒滝村中戸（柏原谷）の崩壊は，9月6日9時00分に発生が確認された（黒滝村広報 10月号参照）．

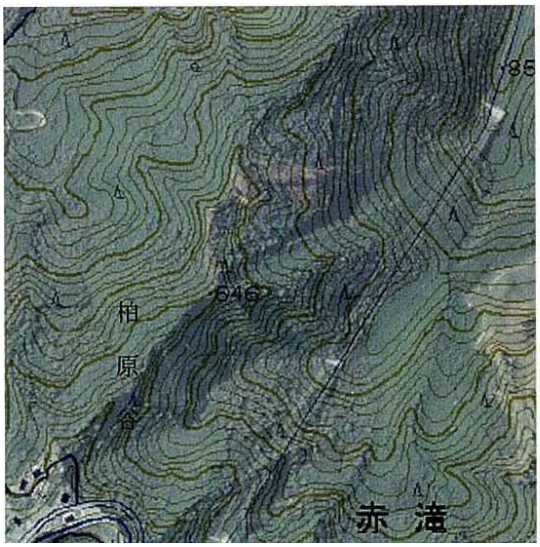


図4.13.1 黒滝村中戸(柏原谷)の崩壊状況

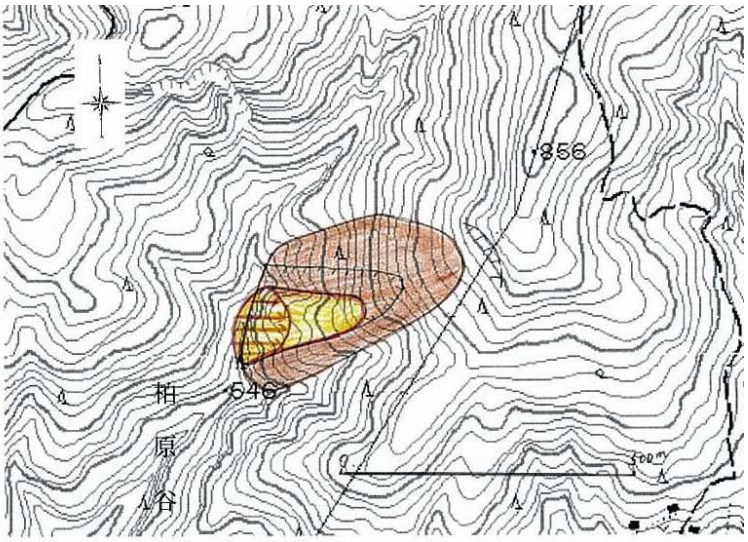


図4.13.2 黒滝村中戸（柏原谷）崩壊地の地形判読図

写真4.13.1 対岸にのりあげた崩積土塊
表層の杉の木が崩壊側に倒れている．

2) 斜面地山の状況

柏原谷に沿っては四万十帯に属する地層群が分布しており，右岸側と左岸側とでは岩相を異にしている．谷の右岸側には赤色の泥岩が，左岸側には暗灰色の砂岩優勢の砂岩泥岩互層が分布している．地質構造的には右岸側の赤色泥岩が構造的に下位に，左岸側の砂岩泥岩互層が上位に位置する（図4.13.3）．柏原谷沿いには大滝断層が推定されている．

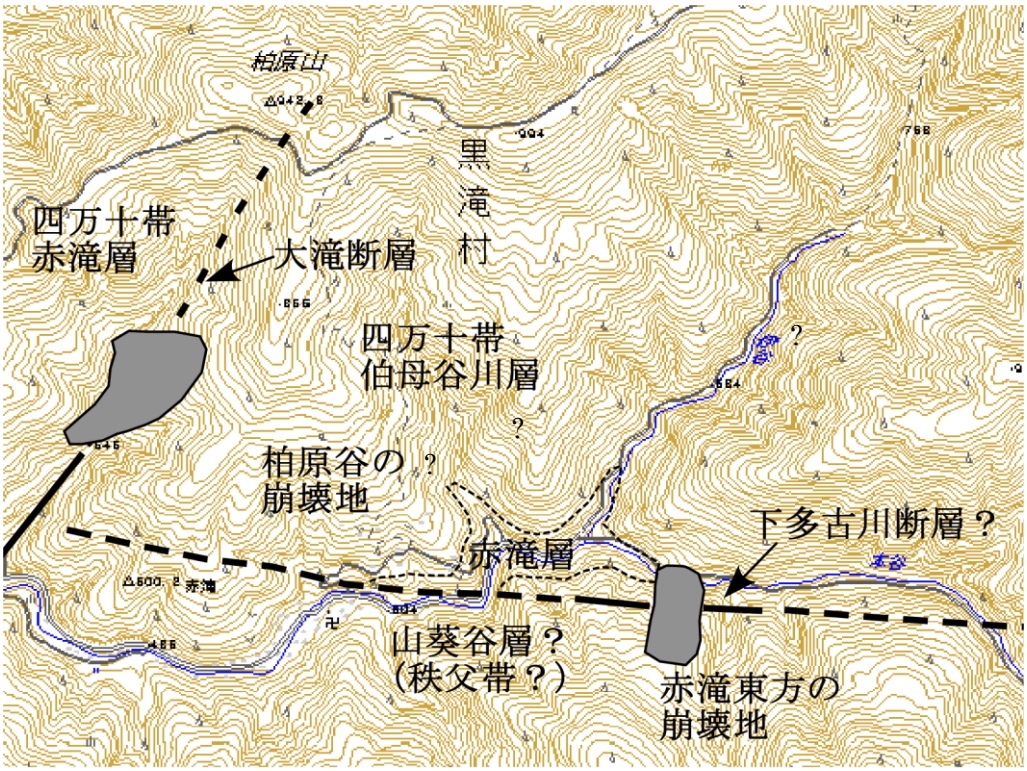


図 4.13.3　赤滝付近の地質概略図

崩壊地は，柏原谷の東側斜面にみられる（写真4.13.2）．崩壊堆積物は砂岩を主体としており，泥岩や灰白色の層状チャート塊は僅かである．赤色頁岩はみられない．崩壊地の上部は標高750m付近に位置している．地滑り地の下部付近には大滝断層が通っており，この断層に伴う崩壊と推定される．

写真4.13.2 黒滝村中戸（柏原谷）崩壊地の状況
崖面には四万十帯の砂岩優勢砂岩泥岩互層が分布．

3) 崩壊地の状況

崩壊地は柏原山から南に張り出した尾根の西側斜面に起こっており，崩壊堆積物が西側の谷を埋め，その上流に水が溜まっている(写真4.13.3)．しかし，崩壊堆積物の上を越流した痕跡はみられない．谷部の崩壊堆積物から水を湧出している場所が多々見られる(写真4.13.4)．また，上流にできた水溜まりにみられる水位は低下しているようである．水面から立っている枝でみれば，水に濡れている部分が25cm 程あり，乾いた部分がその上に15cm 程みられる(写真4.13.5)．

崩壊地の中央部は杉の木が立ったままであるが，30～50cm の亀裂が多くみられる(写真4.13.6)．

今回の崩壊部に小さな沢が見られ，この沢に地下水が集中し，浸透したものが断層沿いから湧出し、崩壊が発生した可能性が考えられる（写真4.13.7）．

写真4.13.3 崩壊堆積物が西側の谷を埋めた状況

写真4.13.4 谷埋の崩壊堆積物から水を湧出している状況

写真4.13.5 谷部水たまりの状況
（写真左；水位低下が見られる．）

写真4.13.6 地滑り地の中央部にみられる亀裂の状況

写真4.13.7 崩壊崖面に見られる湧水と湧水跡

4)懸念される今後の変動

(1)滑落崖の拡大

滑落崖は破砕を被った頁岩からなっており，また湧水も認められることから，全体的に脆弱な状況にある．このことから滑落崖周辺の地盤は不安定な状況にある．今後，滑落崖の拡大・活動土砂の発生が懸念される．

(2)崩積土の再移動

斜面内および斜面末端には，多量の崩積土および倒木が不安定な状態で取り残されている．現在，崩壊斜面上には湧水が流れており，崩積土を浸食しており，斜面中に残留している多量の崩積土のバランスを崩す傾向にある．このことから今後も大規模な崩積土の滑動や，土石流の発生が懸念される．

4.14 黒滝村赤滝地区

【加藤正司・奥田 尚・篠原正男・東田 淳・松本修司・柳田 誠】

1)崩壊発生箇所

崩壊地は，黒滝村赤滝東方，黒滝川上流伊谷と本谷との合流点から東方約300m の本谷沿いの南斜面である（図4.14.1）．崩壊地周辺には山腹から谷底まで続く緩傾斜で深い谷の発達がない崩壊地形（図4.14.2 の茶色）が認められる．滑落崖は明瞭でないが，急傾斜の斜面が背後に見られる．今回の崩壊は，前記地すべり地形のうち本流に接する１/5 程度（幅120m，長さ150m，推定厚さ20m）が再動したものである．

赤滝東方の崩壊は，9 月 4 日 8 時 30 分に発生が確認された（黒滝村広報 10 月号参照）．

図 4.14.1 黒滝村赤滝東方の崩壊状況

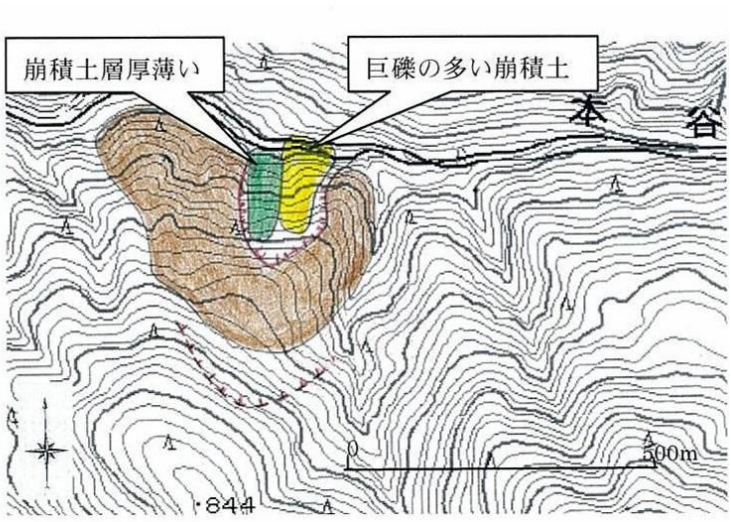


図 4.14.2 黒滝村赤滝東方崩壊地の地形判読図

2)斜面地山の状況

崩壊地の地山には基盤岩として，斜面下方には四万十帯に属する砂岩優勢砂岩泥岩互層（地層面の走向傾斜N60° W，10° N）が，四万十帯上方には秩父帯の石灰岩塊を含む玄武岩質凝灰岩や頁岩が分布している．四万十帯と秩父帯との境界には断層が想定されるが，今回は観察出来ていない．四万十帯中には破砕幅1.5m の断層（断層面の走向傾斜N60° W，60° N）が確認でき（写真4.14.1），また崩壊地の上部まで続く玄武岩質凝灰岩（写真4.14.2，4.14.3）の上方には破砕を被った頁岩が分布し，破砕帯幅は約9mである（写真4.14.4）．断層の走向はN85° W，傾斜は70° N である．玄武岩質凝灰岩と破砕された頁岩の境から水が湧出している．西側の崖面には黒色の頁岩がみられる．

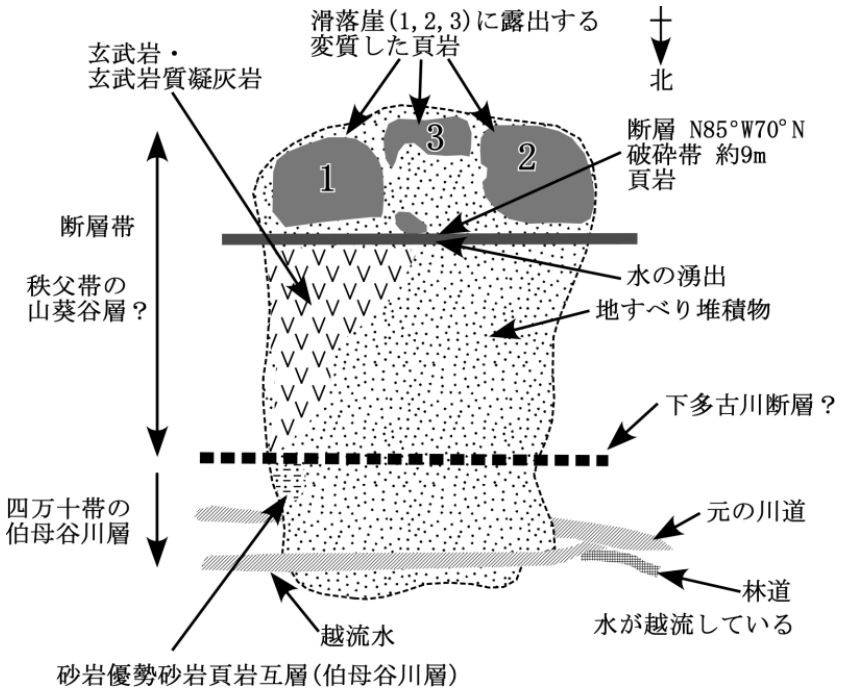


図 4.14.3 赤滝東方崩壊地部の地質概略図

写真4.14.1 赤滝東方崩壊地の状況
橙色枠内は四万十帯の砂岩優勢
砂岩泥岩互層が分布.

写真 4.14.2 赤滝東方崩壊地の状況. 写真左側の灰色部は玄武岩質凝灰岩

写真 4.14.3 滑落崖に露出する玄武岩質凝灰岩

写真 4.14.4 秩父帯頁岩の破砕部

3) 崩壊地の状況

崩壊地の中央部付近から上部の滑った跡の崖面をみれば，東（左手），中央，西(右手)に窪みがみられる(写真4.14.5)．崩壊堆積物の東側や下部には玄武岩や玄武岩質凝灰岩が多く，西寄りの堆積物の上部には頁岩が多い．崩壊堆積物の状況と崩壊地の崖面の岩石分布から，東側の窪み部が滑り，次に再側の窪み部が滑った．その後，中央部が滑ったと推定される．

滑落崖の直下からは左右および中央部の3 箇所から湧水（写真4.14.5）が出ており，湧水箇所の標高を結んだ線は断層と想定される．今回の斜面崩壊は，既往の崩壊土塊中の谷部に発生し（図4.14.1，図4.14.2），崩壊地の両縁には小さな沢もある．この沢に地下水が集中し，浸透したものが断層沿いから湧出し，崩壊が発生した可能性がある．

写真 4.14.5 崩壊部全景および湧水箇所

本崩壊箇所は，崩壊の早い段階では，短時間土砂ダムを造ったようである．その後，崩壊地末端が浸食を受け，河道が確保されたが，現在は元来右岸側にあった林道上を川が流れている状態である．

4)懸念される今後の変動

(1)滑落崖の拡大

滑落崖は破砕を被った頁岩からなっており，全体的に脆弱な状況にある．このことから滑落崖周辺の地盤は不安定な状況にある．今後，滑落崖の拡大・活動土砂の発生が懸念される．

(2)崩積土の再移動

斜面内および斜面末端には，多量の崩積土および倒木が不安定な状態で取り残されている(写真4.14.6，写真4.14.7)．現在，斜面末端には川が流れており，斜面末端に堆積している崩積土を浸食しており，斜面中に残留している崩積土のバランスを崩す傾向にある。このことから大規模な崩積土の滑動や，土石流の発生が懸念される．

写真4.14.6 崩壊地末端の崩積土の状況

写真4.14.7 崩壊箇所下流の状況

4.15 川上村迫地区

【加藤正司・奥田 尚・篠原正男・東田 淳・松本修司・柳田 誠】

1)崩壊発生箇所

崩壊地は，吉野郡川上村迫の集落北方，吉野川の左岸に発生した（写真4.15.1，4.15.2）．崩壊によって国道169 号線は路床が崩落しており，右岸に迂回路がつけられている． 崩壊地へは迫の集落側から国道169 号線で，また，崩壊地の上方へは集落の北にある集会所から山の方へ続く道(東熊野街道)から行くことができる．崩壊地の山腹には地すべり地形（図4.15.2 の茶色）があり，上下，二つに分かれる．今回の崩壊は上半分の崩壊地形が再動したものである．北側には深い沢，南側には細長い尾根がある．滑落崖は明瞭でないが，やや急な斜面があり，南側の細長い尾根に連続する．細長い尾根は側方の滑落崖をなす．崩落土塊は周辺よりも緩傾斜で，沢が発達しない斜面である．

今回の崩壊は既往の崩壊地形の上半分にあり，その下流側2/3 程度が再活動した，土塊は２つに分かれる．図4.15.2 に黄色で示した土塊は巨礫を含む厚い岩塊からなり，長さ400m，幅70～100mである．緑で示した土塊はその後に発生した薄い土砂に見える．さらに末端が流動してダム湖に達した（図4.15.1）．下方へ流動した部分（水色）の幅は20～50m，長さは400mである．川上村迫の崩壊は，9 月4 日17 時20 分に発生した（川上村広報 9 月号参照）．

図 4.15.1 川上村迫の崩壊状況

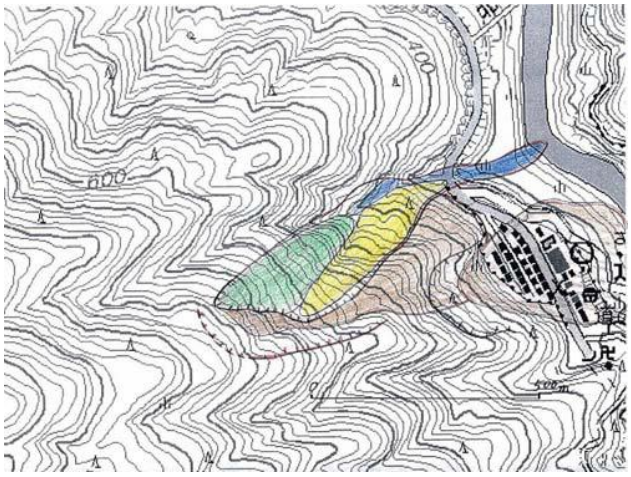


図 4.15.2 川上村迫の崩壊地の地形判読図

写真 4.15.1 崩壊地形全景

写真 4.15.2 崩壊地の上部の状況

2)斜面地山の状況

崩壊堆積物の礫は頁岩が多く，玄武岩，玄武岩質凝灰岩，灰白色の層状チャートがみられる．この付近には秩父帯に属する岩体が分布している．

崩壊地南側崖面の黒色頁岩の片理面(写真4.15.3)は北に傾斜しており，流れ盤の様相を呈している．頁岩の片理面は走向がN80° W で，傾斜が30° N である．滑り面は，走向がN70° E で，傾斜が34° N である．頁岩の片理を切って滑り面ができている．

南側の崖面は黒色頁岩からなり，その上に2～5mの厚さをもつ崩壊堆積物がみられる．この礫種の殆ど全てが頁岩で，角礫である．この堆積物の上面には崩壊で生じた崖面に並行するように1～3cm 間隔で亀裂が数本みられる．この崩壊地では，2 回目に生じた北側の崩壊堆積物が崩壊地の上方に留まっている（写真4.15.4）．また，南側の地滑りは小規模であるが観察時点でも生じている．表層の堆積物は非常にやわらかい状況であった（写真4.15.5）．

写真 4.15.3 崩壊地南側崖面の頁岩の片理面

写真 4.15.4 崩壊地北側の斜面状況

写真 4.15.5 非常に軟弱な崩積

3) 崩壊地の状況

東熊野街道から崩壊地の上部に行けば，崩壊の崖面がみられ，その切り合い具合と崩壊堆積物の様子から中央部が最初に，北側が次に，南側が最後に滑っている(図4.15.3)．

図4.15.3 川上村迫の崩壊地上部の観察略図斜面上部には高さ約20～25mの滑落崖が認められる．崩落崖にはやや緩みの見られる岩盤が露出している．中央部の崖面には玄武岩・玄武岩質凝灰岩が，南側の崖面には黒色の頁岩がみられる(写真4.15.6，4.15.7，4.15.8)．

崩壊下部には，厚い崩積土砂が堆積しており，表層にも水が流れていることから侵食の拡大が進みやすいと考えられる（写真4.15.9）．

崩壊地内には崩積土および倒木が多く不安定な状態で残留している（写真4.15.10）．

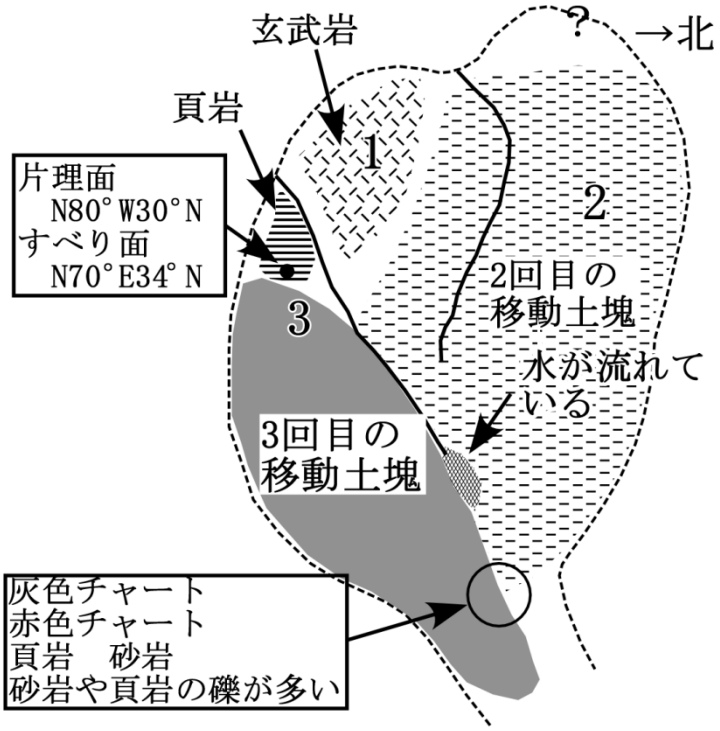


図4.15.3 川上村迫の崩壊地上部の観察略図

写真4.15.6 崩壊地の中央部崖面にみられる岩盤

写真4.15.7 崩壊崖面の岩盤状況

写真4.15.8 崩壊崖面に見られる岩盤の緩み

写真4.15.9 崩壊地下方の崩積土の状況

写真4.15.10 崩壊地全景

4)懸念される今後の変動

(1)滑落崖の拡大

滑落崖はせん断を被った頁岩からなっており，また湧水も認められることから，全体的に脆弱な状況にある．このことから滑落崖周辺の地盤は不安定な状況にある．今後，滑落崖の拡大・活動土砂の発生が懸念される．

(2)崩積土の再移動

斜面内および斜面末端には，多量の崩積土および倒木が不安定な状態で取り残されている．現在，崩壊斜面上には表面水が流れており，崩積土を浸食しており，斜面中に残留している多量の崩積土のバランスを崩す傾向にある．また道路工事に当たって斜面末端の土砂を除去すれば不安定な状況になりのこのことから今後も大規模な崩積土の滑動や，土石流の発生が懸念される．

4.16 川上村高原川地区

【加藤正司・奥田 尚・篠原正男・東田 淳・松本修司・柳田 誠】

1) 崩壊発生箇所

崩壊地は，川上村高原の高原川にあった高原ダム跡の南方に生じたものである（写真4.16.1）．高原の集落では伊勢湾台風の時に集落の西方に地滑りが起こり，谷に沿って建っていた家が流出し，10 名以上の死者を出したようである．また，この時に高原ダムが土砂で埋まり，発電できなくなっている．当時，使用されていた発電機が大迫ダムの堰堤西側に展示されている．この時にダムが埋まるほどの土砂ができている．今回の崩壊地は高原ダム跡の上流にあたる．地滑り地は高原川の左岸に生じており，崩落した土石が谷にまで流れ込んでいる（図4.16.1 参照）．この地点は「先の台風により崩落した土秒を除けて林道を開通させた後に襲来した台風により生じた土砂崩れである」と，高原の方は話されていた．

崩壊地周辺では，稜線から谷底まで続く大きな地すべり地形（図4.16.2 の茶色）がある．滑落崖は明瞭でないが，頂部には大きな凹地と孤立丘があり，その下方には，周辺よりも緩傾斜で，深い谷が発達しない斜面が崩積土塊を作っている．下部には二次的な地すべり（図4.16.2 のこげ茶）とその上部に亀裂起源の凹地列が判読できる．

今回の崩壊は，既往の大きな崩壊地形の下流側1/3 程度が今回、再活動したものである．今回の崩壊地の位置にはやはり事前に沢が発達していた．沢の存在と崩壊の発生に因果関係があると思われる．

今回の崩壊は，比高40m 程度の滑落崖（図4.16.2 の赤）を作っていて，土塊（図4.16.2 の黄色）の移動量が大きいことを示唆している，崩壊は対岸に達しており，高原川をせき止めたと思われる（図4.16.1），しかし，崩壊箇所の上流側に厚い砂礫が堆積していないので，当初崩壊土砂は高原川をせき止めたが，短い時間で決壊し下流側へ土石流（図4.16.2 の水色）となって広がったと思われる．

図4.16.1　高原川地区の崩壊状況

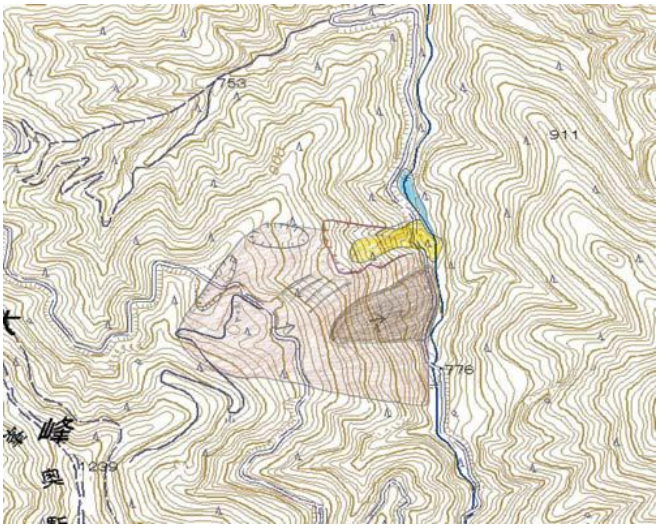


図4.16.2　高原川地区の崩壊地の地形判読図

写真4.16.1
崩壊地全景

2)斜面地山の状況

崩壊斜面の崖には玄武岩質凝灰岩の岩体や砕かれた石灰岩塊がみられる(写真4.16.2).
観察した付近の崩壊堆積物には灰白色の石灰岩，灰白色の層状チャート，砂岩，頁岩の礫がみられる.
崖面の観察をしていないので結論が出ないが，秩父帯の属する岩体が崩壊を起こしていると推定される.

写真 4.16.2　崖面に見られる玄武岩質凝灰岩と灰白色を呈する石灰岩

3)崩壊地の状況

斜面上部には高さ約40ｍの滑落崖が認められる．崩落崖には亀裂の発達したやや緩みの見られる岩盤が露出している．崖面には玄武岩・玄武岩質凝灰岩・黒色の頁岩がみられる(写真4.16.2，4.16.3).
崩壊下部には，厚い崩積土砂が堆積しており、崩壊地内には崩積土および倒木が多く不安定な状態で残留している（写真4.16.3）．対岸に残る土砂の高さは川の水面から40m程あるが，上流の立木の様子では滞流水の跡が20m 程の高さであることから,崩壊堆積物は谷部でU 字形に堆積したと推定される(写真4.16.4).

写真4.16.3　崩壊地の中央部滑落崖の状況

写真4.4 高原川を堰き止めた崩壊堆積物を切り込んでできた川
右岸側に残る崩壊堆積物の上面より，上流に残る滞水後のほうが低い．

4)懸念される今後の変動

(1)滑落崖の拡大

滑落崖は亀裂が発達し，やや緩んだ玄武岩質凝灰岩・頁岩等からなっており，全体的に脆弱な状況にある．このことから滑落崖周辺の地盤は不安定な状況にある．今後，滑落崖の拡大・活動土砂の発生が懸念される．

(2)崩積土の再移動

斜面内および斜面末端には，多量の崩積土および倒木が不安定な状態で取り残されている．現在，崩壊斜面上には表面水が流れており，崩積土を浸食しており，斜面中に残留している多量の崩積土のバランスを崩す傾向にある．今後も大規模な崩積土の滑動や，土石流の発生が懸念される．

第Ⅲ編　和歌山県における地盤災害

第Ⅲ編　和歌山県における地盤災害

目　　次

１．はじめに ····· Ⅲ- 1

２．台風 12 号による和歌山県内の降雨特性および被害状況 ····· Ⅲ- 2
2.1　降雨特性 ····· Ⅲ- 2
2.2　被害状況 ····· Ⅲ- 4

３．日高・西牟婁地域の河川災害（御坊市，日高川町，印南町，田辺市，白浜町） ····· Ⅲ- 6
3.1　日高川(御坊市，日高川町) ····· Ⅲ- 6
3.2　芳養川(田辺市中芳養) ····· Ⅲ-10
3.3　切目川(印南町宮ノ前，古井) ····· Ⅲ-14
3.4　城川(白浜町上村地区) ····· Ⅲ-20

４．西牟婁地域の斜面災害(田辺市) ····· Ⅲ-23
4.1　調査地域の地質 ····· Ⅲ-23
4.2　中辺路町真砂(滝尻地区) ····· Ⅲ-24
4.3　深谷 ····· Ⅲ-27
4.4　伏菟野 ····· Ⅲ-30
4.5　熊野 ····· Ⅲ-33

５．熊野川流域(新宮市，新宮市熊野川町，田辺市本宮町) ····· Ⅲ-36
5.1　調査位置 ····· Ⅲ-36
5.2　新宮市南桧杖(斜面崩壊，土石流) ····· Ⅲ-36
5.3　新宮市相賀(土石流，洪水) ····· Ⅲ-46
5.4　新宮市熊野川町田長(洪水) ····· Ⅲ-50
5.5　新宮市熊野川町日足(洪水) ····· Ⅲ-52
5.6　新宮市熊野川町宮井(洪水) ····· Ⅲ-53
5.7　新宮市熊野川町四瀧(EPS 裏込め護岸崩壊，洪水) ····· Ⅲ-54
5.8　新宮市熊野川町九重(斜面崩壊，洪水，護岸兼用軽量道路盛土の崩壊) ····· Ⅲ-56
5.9　田辺市本宮町三越(奥番)(斜面崩壊) ····· Ⅲ-61
5.10　田辺市三越峠(道路せん断亀裂) ····· Ⅲ-65

６．那智川流域(那智勝浦町) ····· Ⅲ-69
6.1　調査位置 ····· Ⅲ-69
6.2　調査地域の地質 ····· Ⅲ-70
6.3　那智山那智大滝(土石流) ····· Ⅲ-71
6.4　那智原生林付近(土石流，斜面崩壊) ····· Ⅲ-72
6.5　市野々二ノ瀬付近(土石流，斜面崩壊) ····· Ⅲ-74
6.6　大門坂駐車場付近(土石流，斜面崩壊) ····· Ⅲ-79

6.7　那智ねぼけ堂付近(土石流)　…………………………………………………… Ⅲ-81
6.8　西山地区(土石流，斜面崩壊)　………………………………………………… Ⅲ-82
6.9　魚の首橋付近(土石流)　……………………………………………………………… Ⅲ-86
6.10　金山・西山地区(土石流，斜面崩壊)　……………………………………… Ⅲ-87
6.11　井関保育所付近(土石流)　………………………………………………………… Ⅲ-90
6.12　那智井関郵便局付近(土石流)　………………………………………………… Ⅲ-90
6.13　那智天然温泉公園付近(洪水)　………………………………………………… Ⅲ-90

1. はじめに

台風12号による和歌山県内の被害は，最北部の紀の川流域から最南端の串本町まで県全域に及ぶ(**2.2 被害状況**を参照)．しかし，限られた期間内に県全域の調査を行うことは困難だったため，今回は特に被害の大きかった県南部を対象とした．具体的には，9月23日から24日および9月30日から10月2日までの2回にわたって**図1.1.1**に示した地点を調査した.9月23日から24日までの第1回調査では日高地域および西牟婁(にしむろ)地域を,9月30日から10月2日までの第2回調査では東牟婁地域内の熊野川流域および那智川流域を調査した．ただし，日高・西牟婁地域の日高川流域および田辺市熊野については，メンバー数名が別の日に個別調査を行った． 調査は，主に斜面災害と河川災害を対象とした．斜面災害では斜面崩壊および土石流の発生現場における被害状況，地質・地盤特性，発生メカニズム，河川災害では被害状況や破堤等の発生メカニズムの解明を目的とした．

図 1.1.1 和歌山班の調査位置図

(青色マーカーは斜面災害箇所，緑色マーカーは河川災害箇所．熊野川流域と那智川流域の各調査地点名は各章に記載．Google Map を使って作成)

2. 台風12号による和歌山県内の降雨特性および被害状況

2.1 降雨特性

図2.1.1は和歌山県内のアメダス観測所位置図，図2.1.2は紀伊半島における8月30日18時から9月4日24時までの期間降水量の分布を示している．県北部の和歌山市の降水量は113.5㎜で，これは9月の平年降水量と同程度である．しかし，その他の地点の降水量は，9月の平年降水量の1.5倍以上，多くは2倍以上を記録している．特に，被害の大きかった南部では降水量が1000㎜(赤色)を超えており，9月の平年降水量の3倍以上を記録した地点もある．

図2.1.3はアメダス観測所における9月2日から9月5日までの時間降水量と累計降水量の変化を示している．和歌山県内では，9月2日の時間降水量は大きくなく，奈良県吉野郡十津川村と隣接していて9月2日昼から時間10㎜以上の雨が継続している護摩壇山と9月2日22時から24時の間に12㎜から24.5㎜の雨を記録した新宮を除き，累計降水量は100㎜を超えていない．しかし，9月3日0時前後から県内各地で雨が強くなり始め，9月3日12時頃には多くの地点では時間20㎜を超す降雨が観測されるようになっている．特に，栗栖川，本宮，西川，色川，新宮といった地盤災害が多く発生した地域では9月4日0時までに累計降水量が400㎜程度に達している．

雨は9月4日なっても降り続け，護摩壇山と新宮では9月3日午後から9月4日6時までがピークで，新宮では9月4日1時から5時までの時間降水量が50㎜を超え，4時から5時までの1時間には132.5㎜を記録している．本宮では，3日昼前から時間10㎜を超す降雨がデータ欠則になる9月4日23時まで続いていることがわかる．その他の地域は3日夕方ごろから雨が強くなり始め，9月4日12時から9月5日午前中までが降雨のピークで，時間雨量20㎜を超す雨が降り続いている．

図 2.1.1 アメダス観測所位置図 [1)]

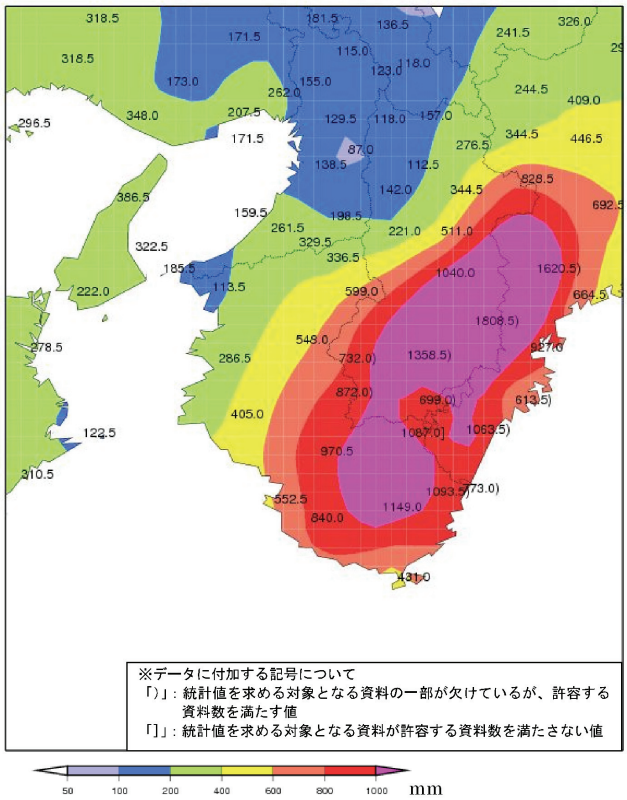


図 2.1.2 アメダス期間降水量 [1)]

(8 月 30 日 18 時から 9 月 4 日 24 時)

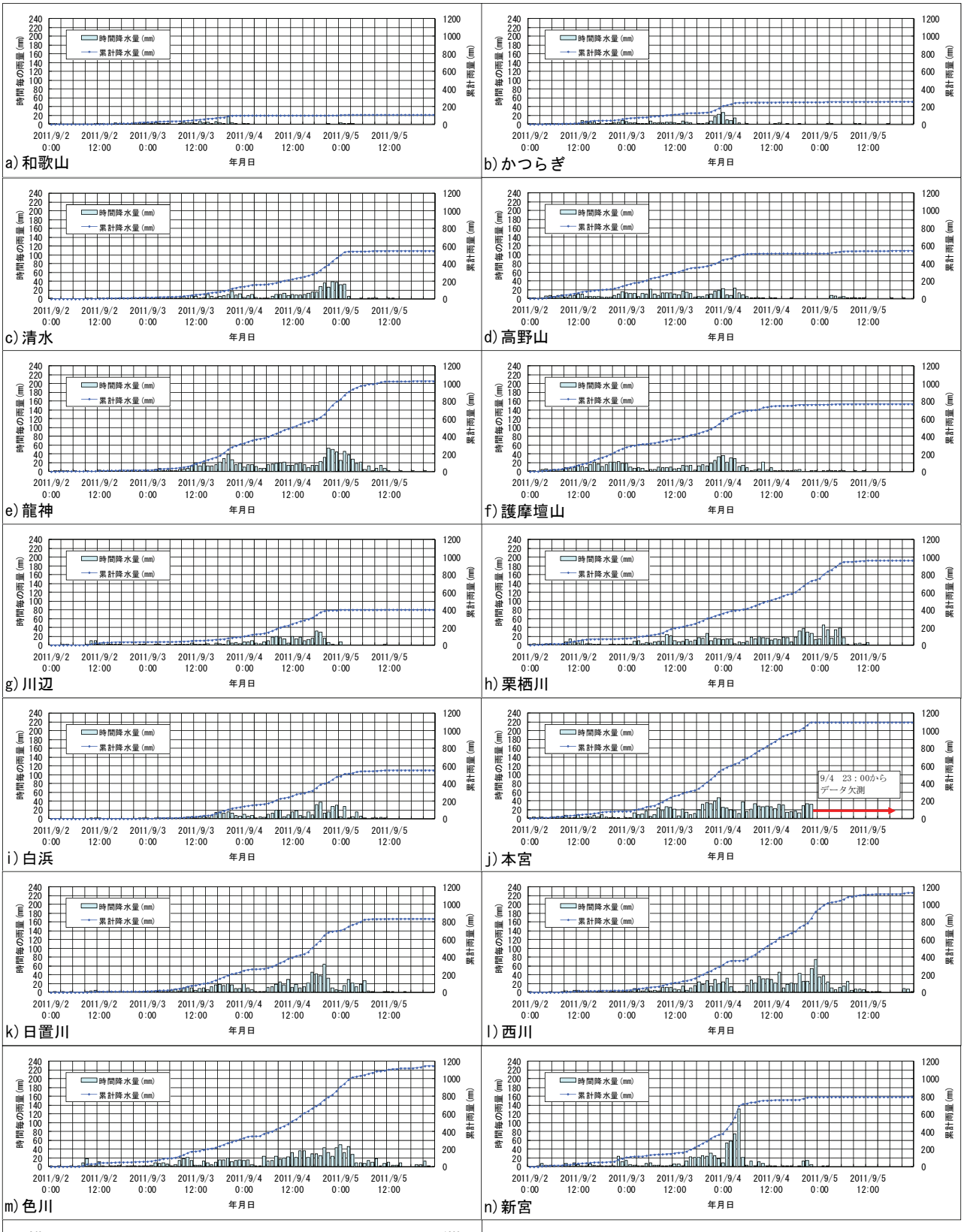


図 2.1.3 アメダス時系列(降水)グラフ
(参考文献 1)を利用して作成)

2.2 被害状況

和歌山県全域に大雨をもたらした台風12号により，県内では甚大な被害が発生した．人的被害は，死者52名，行方不明者5名，負傷者7名に及ぶ(**図2.2.1**[2])．死者のうち21名は斜面崩壊や土石流により，12名は洪水により亡くなったことが判明している(19名は不明)．一方，物的被害は，家屋の全壊368棟，半壊1838棟，一部破損170棟，床上浸水2666棟，床下浸水3138棟，浸水被害1434棟に上る．被災エリアは県全域であるが，その中でも日高川町，田辺市，新宮市，那智勝浦町，古座川町で全壊や半壊の被害が多い(**図2.2.2**[2])．

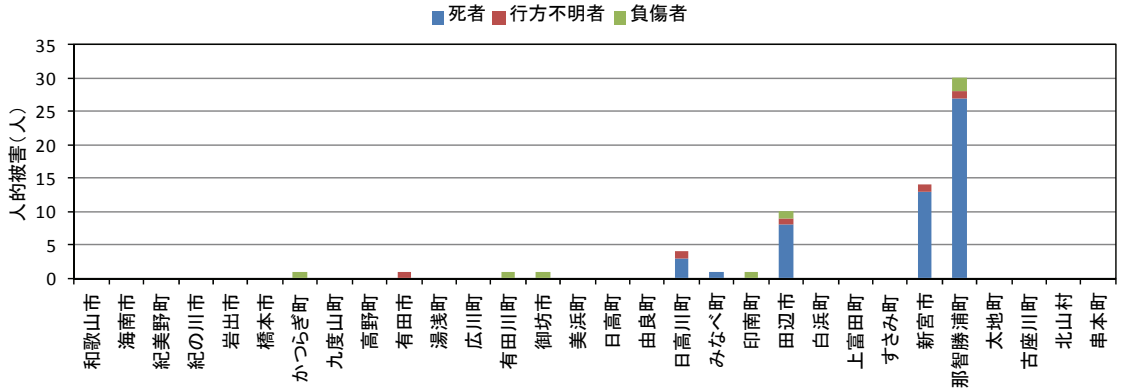


図 2.2.1 台風 12 号による人的被害(自治体別)[2]

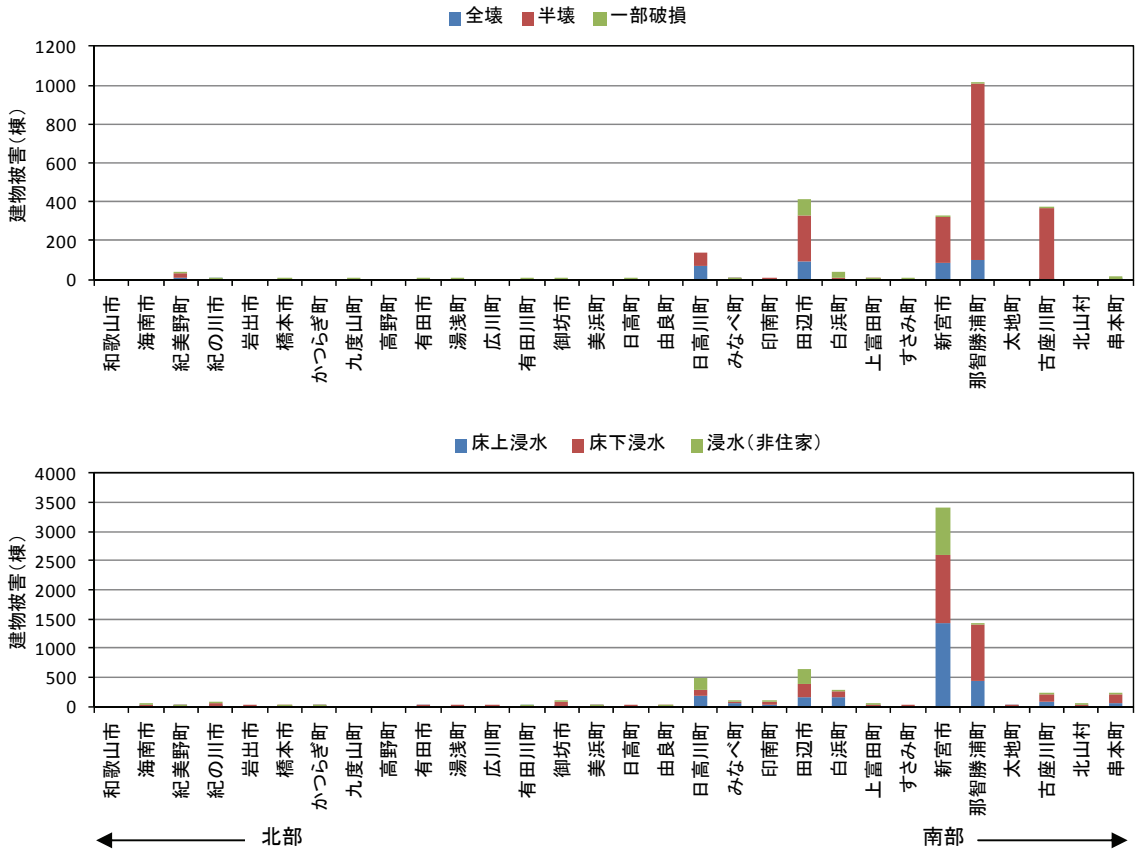


図 2.2.2 台風 12 号による建物被害(自治体別，上：破損，下：浸水)[2]

河川の被害(一級および二級河川における破堤，護岸決壊，側方浸食，河床洗掘など)は，県内全域の100河川以上，合計970箇所で発生している．その中で，破堤は6河川11箇所で報告されている(**表2.2.1**[2])．また，これ以外にも河道埋塞・閉塞が，富田川(田辺市中辺路町真砂)，熊野川(田辺市熊野)，三越川(田辺市本宮町三越)，九重谷川(新宮市熊野川町九重)，谷口川(新宮市熊野川町椋井)，口高田川(新宮市高田)，那智川(那智勝浦町川関)，清の川(那智勝浦町口色川)，二河川(那智勝浦町二河)，湯川川(那智勝浦町湯川)，狗子の川(那智勝浦町高津気)で確認されている．

表2.2.1 河川の破堤箇所[2]

番号	河川名	住所	延長
1	切目川	印南町　宮の前	138m
2	切目川	印南町　古井	85m
3	切目川	印南町　古井	161m
4	日高川	日高川町　入野	150m
5	左会津川	田辺市　中三栖	100m
6	芳養川	田辺市　中芳養	53m
7	芳養川	田辺市　中芳養	70m
8	城川	白浜町　小川	180m
9	太田川	那智勝浦町　下里	30m
10	太田川	那智勝浦町　下里	50m
11	太田川	那智勝浦町　下里	50m

今回の台風で通行止めになった道路は155箇所あり，その原因は崩壊58箇所，路肩決壊42箇所，冠水27箇所，越波11箇所，その他17か所であり，地盤災害が多い．被害エリアは県南部に多いものの，県北部の紀の川流域のかつらぎ町や紀美野町などでも発生している．

交通機関(鉄道)の被害は，JRきのくに線では那智川の増水で紀伊天満駅と那智駅の間に架かる橋梁の橋桁や橋脚の一部が流出するなどの被害が生じ，湯浅駅から新宮駅間が部分運休となった．その後，9月26日までに紀伊勝浦駅まで復旧している．一方，県北部の南海電鉄高野線において，橋本駅から紀伊清水の間の紀ノ川橋梁に歪みが見つかり，9月5日から10月3日までこの間を運休した．

参考資料

1)和歌山地方気象台:平成23年台風第12号による大雨と暴風について(和歌山県の気象速報),和歌山地方気象台HP (URL: http://www.jma-net.go.jp/wakayama/hakkoubutu/wakayama_kishou/20110907.pdf)
2)和歌山県：平成23年台風12号に伴う被害状況等について(第101報)，防災わかやまHP (URL: http://wave.pref.wakayama.lg.jp/news/bousai/)．

3. 日高・西牟婁地域の河川災害(御坊市，日高川町，印南町，田辺市，白浜町)

3.1 日高川(御坊市，日高川町)

1)概要

日高川は，護摩壇山付近を水源とする全長127km，流域面積651.8km^{2}の二級河川である．本河川は，1953年7月17日から18日にかけ，前線の活動に伴う豪雨により氾濫し，中・下流に位置する日高川町および御坊市を中心に多数の死者が生じる大きな被害をもたらした歴史がある．日高川町初湯川地内の椿山ダムは，この大水害がきっかけとなり造られた．

今回の台風12号では，御坊市と日高川町において，死者・行方不明者合わせて4名，全壊家屋73棟，床上浸水201棟の被害が報告され[2)]，1953年以来の大惨事となった．河川が湾曲する日高川町では特に被害が大きく，至る所で護岸の損壊や破堤，およびそれによる家屋流出が生じた．以下，被害が大きい日高川町高津尾，小釜本および川原河，皆瀬地内について報告する．(図3.1.1)

図3.1.1 調査位置図[1)]に加筆

2)日高川町高津尾地内(護岸の崩壊，堤防道路破壊，橋梁取付盛土の流失)

当該地域は，キャンプ場や多目的ドーム等の日高川町の観光資源開発のため，護岸，橋梁，道路が近年一体的に整備されたが，**写真3.1.1**に示す様に台風12号によりその多くが破壊されている．**写真3.1.2**に護岸崩落の状況を示す．ブロック積護岸が下方へずれ落ち，堤防道路も破壊され，その延長は500mを超える．

写真3.1.3に新あやめ橋(H.19.3架橋)左岸側橋台取付盛土の流失状況を示す．左岸側は，近年の河川改修とともに堤防道路が拡幅され，既設護岸が前出しされているが，破壊箇所は増水した日高川の攻撃面付近に位置し，護岸(周辺の残骸より大型ブロックと推定され

写真3.1.1 日高川町高津尾地内の被害箇所[3)]に加筆

写真3.1.2 ブロック積護岸の崩壊(写真①)

写真3.1.3 新あやめ橋左岸側橋台取付盛土の流失(写真②)

写真3.1.4 露出した河川改修前の石積み護岸(写真③)

写真3.1.5 湾曲部内側高水敷の駐車場の土砂堆積(写真④)

写真3.1.6 ブロック積低水護岸の破壊(写真⑤)

写真3.1.7 土砂堆積と建物流出(写真⑥)

る)がえぐられるように破壊されている．この盛土部分が流失した結果，河川改修前の石積みの旧護岸が露出していることが**写真3.1.4**より分かる．

写真3.1.5に，湾曲部内側高水敷の土砂堆積状況を示す．台風前は駐車場として利用されていたが，土砂が全面に堆積し使用不能となっている．**写真3.1.5**の写真奥に位置するブロック積低水護岸は，**写真3.1.6**に示す様に破壊されている．その護岸全面には直径1m内外の石や護岸の残骸が散乱し，駐車場にあったと推定される建屋も流出している(**写真3.1.7**)．

3) 日高川町小釜本地内(護岸擁壁崩壊，家屋浸水)

写真3.1.8に被害箇所を示す．当該地域は，日高川の左右に山が近接し，左右岸とも岩盤が露頭する狭窄部となっている．この付近では，道路面から少なくとも3.5m以上まで水位が及んだと見られ(**写真3.1.9**)，近年整備されたと思われる生コン工場の擁壁は，原型が分からないほど大破している(**写真3.1.10**)．当該地域では濁流による死者1名が発生した他，生コン工場下流300mの牛舎から，牛500頭以上が流失している．

写真3.1.8 日高川町小釜本地内の被害箇所[3)]に加筆

写真3.1.9 台風時水位の痕跡(写真⑦)

写真3.1.10 擁壁の破壊(写真⑧)

4) 日高川町川原河，皆瀬地内(護岸の崩壊，家屋浸水)

写真3.1.11に示す日高川町川原河(左岸側)および皆瀬(右岸側)地内は部分的に堤防が低く，日高川の氾濫により両地域合わせて32件の家屋が全半壊し，左岸側の川原河地内において1名が死亡している．周辺より地盤高が高い川上橋取付部付近における民家において，高さ1.3m程度の水位の痕跡が見られる(**写真3.1.12**)．また，川上橋の橋面から1.5m付近にも水位の痕跡と見られる木の枝が主橋体に刺さっている(**写真3.1.13**)．

川上橋上流に隣接する3つの橋は，いずれも落橋している．皆瀬歩道橋は平成11年に架けられた比較的新しい橋梁であるが，**写真3.1.14**に示す様に，上部工が下流側に折れ曲がるように落橋している．落橋部分は，日高川湾曲部の外側(右岸側)1径間であることから，その極めて強い流れに上部工が耐えられず落橋したものと推察される．**写真3.1.15**に示す様に，橋梁取付護岸は完全に決壊している．落橋部分は，日高川湾曲部の外側(右岸側)1径間であることから，その極めて強い流れに上部工が耐えられず落橋したものと推察される．橋梁取付道路の擁壁部分は比較的健全であるが，**写真3.1.16**に示す様に中詰め土のほとんどが流失している．下流側に折れ曲がったガードパイプ支柱からも，氾濫当時の濁流の強さが推察される．

写真 3.1.11　日高川町川原河，皆瀬地内の被害箇所[3)に加筆]

写真 3.1.12 水位の痕跡(川上橋左岸取付部民家)
(写真⑨)

写真 3.1.13 水位の痕跡(川上橋)
(写真⑩)

写真3.1.17は，地区最上流部の橋梁である．写真正面の左岸側護岸は堤防道路とともに崩落し，岩盤が露出している．写真中央部には折れた橋脚が，写真右側には赤い主桁が残されており，こちらも氾濫当時の濁流の強さが推察される．

写真 3.1.14 皆瀬橋上部工の落橋
(写真⑪)

写真 3.1.15 破壊された護岸
(写真⑫)

写真 3.1.16 皆瀬橋取付道路
(写真⑬)

写真 3.1.17 皆瀬橋上流車道橋の落橋
(写真⑭)

5)まとめ

以下，日高川の被害についてまとめる．

1)台風時には，場所によって堤防天端より上数メートルにまで水位が及んでいた．

2)護岸が至る所で崩壊し，1か所あたりの延長が数百メートルと長いものが多数ある．

3)日高川湾曲部外側の流れの強さが原因と推察される護岸崩壊や落橋が複数見られた．

4)出水時には大きな河床変動が発生しており，護岸根入れ部の大きな洗掘が発生した結果、護岸の崩壊や護岸背面土砂の吸い出しが生じたと推定できる．

参考文献

1)和歌山県ホームページ「和歌山県情報館」:
http://www.pref.wakayama.lg.jp/prefg/080400/soutei/soutei.html
2)和歌山県ホームページ「わかやま防災・緊急情報」:
http://wave.pref.wakayama.lg.jp/news/bousai/
3)国土地理院「台風12号による被災に関する情報　空中写真」
http://zgate.gsi.go.jp/SaigaiShuyaku/20110906/index2.htm

3.2 芳養川(田辺市中芳養)

1)調査地域

芳養川は，その源を田辺市北部の三星山に発し，田辺市上芳養から中芳養地区を南流し，小恒川，西郷川，小畔川，田川等の支川を合わせ，田辺市芳養町において田辺湾に注ぐ流域面積27.8km^2，幹川流路延長16.8 kmの二級河川である[1)]．本地区は，JR紀勢本線「南部」駅から北東方向に約3.8km，「芳養」駅から北に4.0kmに位置する和歌山県田辺市中芳養地区の芳養川沿いである(**図3.2.1**)．

芳養川は，秋津川と南部川に挟まれた河川で，JR紀勢本線「南部」駅から北西方向に11km付近に位置する400～500m級の山々に源を発し，蛇行を繰り返しながら西流し，千福付近で流路を南に変え蛇行しながら南流し芳養湾へと注いでいる．

図3.2.1 調査地域位置図

2)芳養川流域の降雨状況

本地域の上流部「龍神」と「栗栖川」の2箇所のアメダスで観測されている雨量記録から台風12号による降水量を**図3.2.2**および**図3.2.3**に示す．**図3.2.4**はアメダス位置図を示す．台風による累積降水量は龍神で1029.0mm(時間最大降水量53.5mm，9/3の21時～22時)，栗栖川で965.5mm(時間最大降水量46.0mm，9/4の1時～2時)であった．これは当該地域の年間降水量のほぼ1/2～1/3に当たる．また，両地区の9月の平年月降水量はそれぞれ260.3mmと265.8mmであり，4日間で9月の平年月降水量の約4倍弱の降雨が観測された．

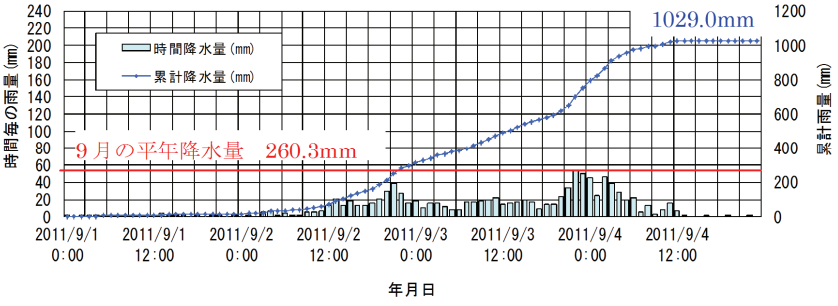


図3.2.2 アメダス降雨記録（龍神）(参考文献2)を利用して作成)

図3.2.4 アメダス位置図[2)]に加筆

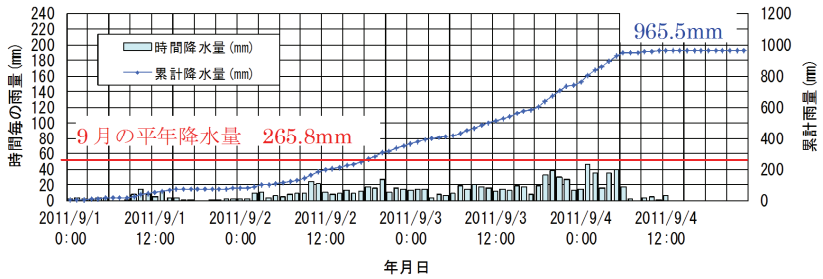


図3.2.3 アメダス降雨記録（栗栖川）(参考文献2)を利用して作成)

3)被災状況

本地区では，**図3.2.5**に示す通り土堤(破堤1,2)と石積み護岸(破堤3)の破堤が見られた．破堤1および2は，約50mの土堤が破堤したものである．破堤1および2の付近では河川法線が泥岩からなる攻撃斜面にぶつかった後90°を下回るの急角度で方向を変えており，本破堤箇所付近は出水時に非常に複雑な流況であったことが推定される．また，降雨記録から9月1日から4日までの4日間は，高水位の状況が長期間継続していたものと考えられる．

写真3.2.1，**写真3.2.2**，**写真3.2.3**に見られるとおり被災箇所には堤防が2重に設けられているが，川表側の堤防は，元は河川の州であったところを農地として利用するために旧堤防の前面に設けられたものと思われる．この堤防が設けられたことで河川の遊水機能と通水能力の低下が生じた可能性も考えられる．

堤体は**写真3.2.4**，**写真3.2.5**に示すとおり構造，形状ともに非常に脆弱である．また，堤体材料は**写真3.2.6**に示すとおり砂礫および粗砂からなり，透水性が高く，締め固めにくい材料が使用されている．

以上のことから，本調査箇所の土堤の被害は長期に高水位が連続したことによる堤体への浸透が堤体の強度低下をもたらしたことと，越水による堤体の浸食作用の複合的な原因によって破堤したものと推定する．

破堤3は，橋梁下流側の取付護岸(石積ブロック)が長さが10m程度被災したものである．**写真3.2.7**にこの付近の洪水位の痕跡を示すが，0.9m程度浸水したことがわかる．被災箇

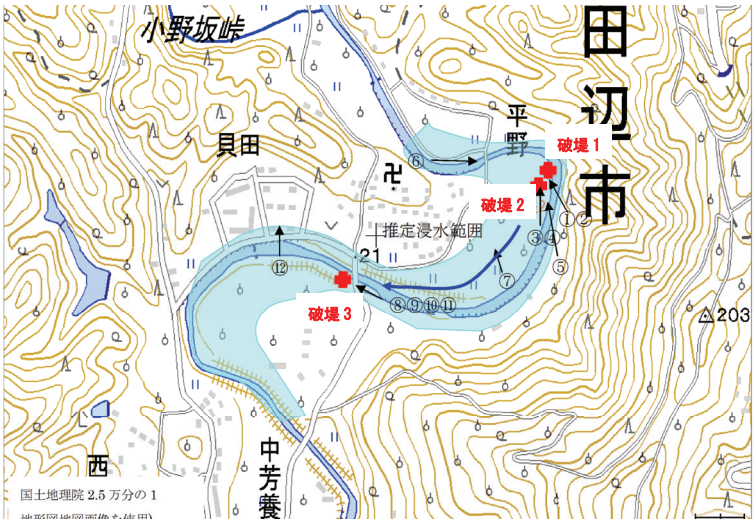
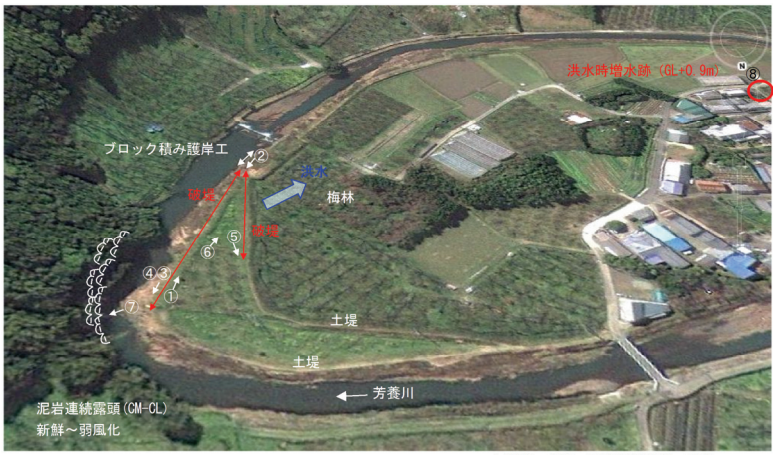


図3.2.5 調査位置概要図[3]に加筆



丸数字，矢印：写真撮影位置，方向

写真3.2.1 被災箇所空中写真
((c)Google (c)DigitalGlobe,GeoEye被災前を引用，加筆)

写真3.2.2 土堤決壊部全景(上流より)

写真3.2.3 土堤決壊部全景(下流より)

写真3.2.4 川面側堤体断面

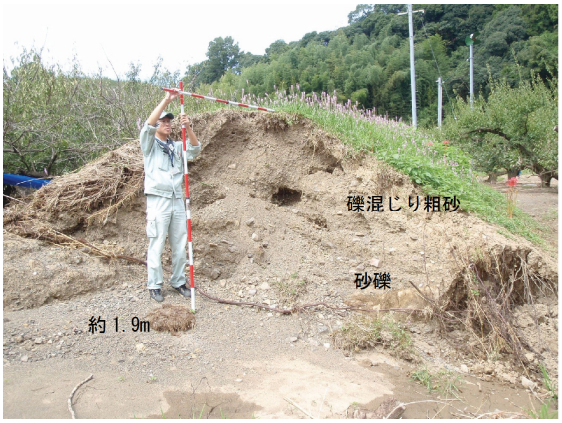


写真3.2.5 川裏側堤体断面（旧堤）

写真3.2.6 土堤の構成土質

写真3.2.7 住宅地の水位痕跡

写真3.2.8 破堤3全景（上流より）

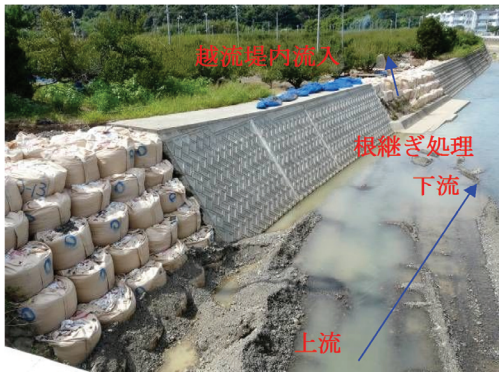


写真3.2.9 破堤3全景（上流より）

所には橋梁や橋梁上流の斜路の存在によって，河川形状が複雑なものとなっている．この複雑な河川形状の影響で流れが乱れていた可能性が高く，構造物に大きな外力が作用したことが推定される．(**写真3.2.8**)

今回被災した地区は過去にも洪水に見舞われており，過去の災害で復旧対象とならなかった古い石積護岸と災害復旧によって改修されたブロック積護岸が混在する．今回の出水では復旧時に改修対象とならなかった石積護岸が被災し，被災箇所上下流のブロック積み護岸には変状もなく安定し

写真3.2.10 破堤3の状況

た状態であった．(**写真**3.2.9)

複雑な河川形状による流れの乱れの影響を最も大きく受けたと推定される部分の内，弱点であった石積護岸が被災した結果，天端コンクリートにも破損が発生して堤体が洗掘され，破堤が発生し，堤内地に洪水が流入したものと考えられる．(**写真**3.2.10)

4)考察

調査した田辺市貝田地区，平野地区の芳養川流域は，住民へのヒアリングでこれまでもたびたび浸水があった地域であるとのことであった.当地区の住宅は土地のやや高いところを選んで建てられており，今回の出水でも床上浸水などの大きな被害は無かった模様である.一方,農地は氾濫原に広がっており，今回の出水でもほとんどの土地が冠水している．もともと砂州であったところを脆弱な堤防で囲んで農地としているところが見られることなどから，本地区ではある程度のリスクを見込んで土地利用がなされているのではないかと推定する．新たな住民が入ることの少ない地域では，過去の被災経験が住居の建設位置や土地利用に生かされており，被災経験を受け継いでいくことの重要性を認識した.

また，通常，河川の災害復旧事業では被災箇所のみの現況復旧が前提となるが，当地区の被災護岸のように被災箇所と被災箇所に挟まれるわずかな区間を残すと次の出水の際にその箇所が弱点となり，新たな被災を招く可能性が高い．したがって残された護岸の脆弱性を考慮してある程度連続的な復旧も許容することが必要ではないかと考える.

参考文献

1)二級河川　芳養川水系河川整備基本設計,平成23年8月，和歌山県：和歌山県ホームページ「和歌山県情報館」(http://www.pref.wakayama.lg.jp/prefg/080400/hoshin/kihonhosin.htm)
2)和歌山地方気象台:平成23年台風第12号による大雨と暴風について(和歌山県の気象速報),和歌山地方気象台HP (URL: http://www.jma-net.go.jp/wakayama/hakkoubutu/wakayama_kishou/20110907.pdf)
3)国土地理院 1:25000 地形図「紀伊南部」

3.3 切目川(印南町宮ノ前，古井)

1)概要

切目川は和歌山県日高郡印南町に位置する二級河川である(**図3.3.1**)．源を三里ヶ峰に発し，印南町を貫流し，太平洋に注ぐ．延長は35km，流域面積約75.6km^{2}の河川である．本流域は戦後1953年，1961年，1988年と繰り返し洪水被害を被っている[1]．

今回の台風においても広い範囲で氾濫が発生し，住民へのヒアリングによれば，戦後最大の1953年の洪水を上回る浸水位であったとのことである．本調査では切目川流域で堤防に被害が見られた宮ノ前と古井の2地区を調査した．

図 3.3.1 調査位置図 [2]に加筆

2)印南町宮ノ前

図3.3.2に被害を受けた堤体断面図，**図3.3.3**にその位置を示す．本地区では延長約10～15mの被覆堤防の損壊(損壊1および2)と被覆コンクリートのズレが確認された．損傷が見られた区間は堤内地地盤高が堤外地地盤高よりも低い天井川の状態にある．

出水時，切目川の水位は高い状態が長期に連続したため，被覆はされているものの堤体内中詰め土の地下水位が高い状態にあった可能性が高い．堤内地の洗掘が見られないことから越水の勢いは

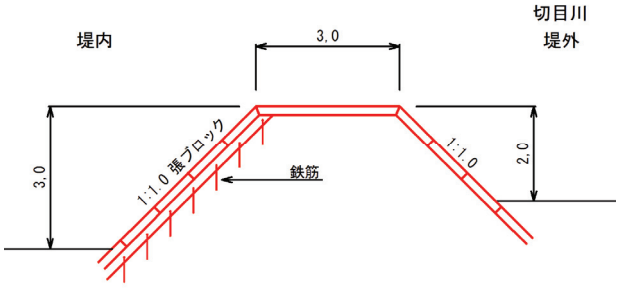


図 3.3.2 堤体断面図

図 3.3.3 堤防被災箇所位置図 [3]に加筆

比較的小さかったと思われる．損壊箇所1は，張りブロック被覆と張りコンクリート被覆の構造変化点から下流側約20m程度の範囲である(**写真3.3.1**)．堤内地側張りブロックの損壊形態より，根入れは浅いように見受けられた．堤内地側の張りブロックのほぼ1/2の高さから下は堤内地側に押し出されている(**写真3.3.2**)．

張りコンクリート堤防部の損壊形態は張りコンクリートが水平方向に屏風のような折れ曲がり方で損壊している．この部分では中詰め土が大量に堤内地に流出している．水平方向に被覆が折れ曲がったために，被覆コンクリート下部が堤内地地盤より上に露出しており，この空隙と折れ曲がり部の隙間から中詰め土が堤内側に流出したものと推定する(**写真3.3.3**，**写真3.3.4**)．損壊部上流の堤体では，堤内地側張りコンクリートが10cm程度沈下しており，張りコンクリートの下端基部に噴砂と思われる細砂が連続して見られた(**写真3.3.5**，**写真3.3.6**)．

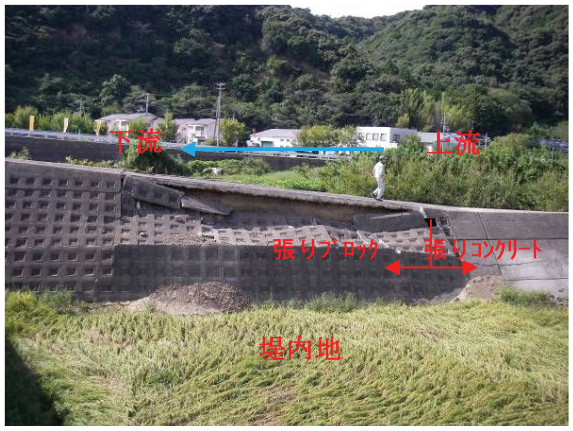


写真3.3.1 張りブロック被覆損壊（写真①）

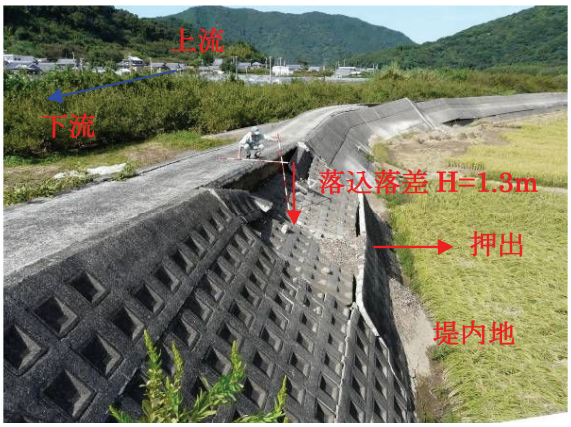


写真3.3.2 張りブロック被覆損壊（写真②）

写真3.3.3 コンクリート被覆損壊（写真③）

写真3.3.4 コンクリート被覆損壊（写真④）

写真3.3.5 コンクリート被覆ズレ（写真⑤）

写真3.3.6 噴砂状況（写真⑥）

以上の調査結果から本調査箇所の堤体の被災の要因は長期の高水位による堤体内部水位の上昇と堤外と堤内の水頭差と考える．

張りブロック被覆の堤体では，長期の高水位によって生じた堤体内部水位の上昇が中詰め土の強度低下をもたらした結果，被覆内部で円弧滑りが発生し，堤体下部を押し出す形態で損壊したと考える．一方，コンクリート被覆堤体では堤外水位が堤内水位よりも高い状態が続いたために被覆コンクリート基部周辺地盤でパイピングが発生し，地盤強度の低下を招いた結果，支持力を失った被覆コンクリート塊が沈下したと推定する．損壊箇所は曲線部であることから，沈下によって競り合った被覆コンクリート塊に軸方向の力が作用し，水平方向に座屈のような形態での損壊が生じたものと推定する(**図3.3.4**)．

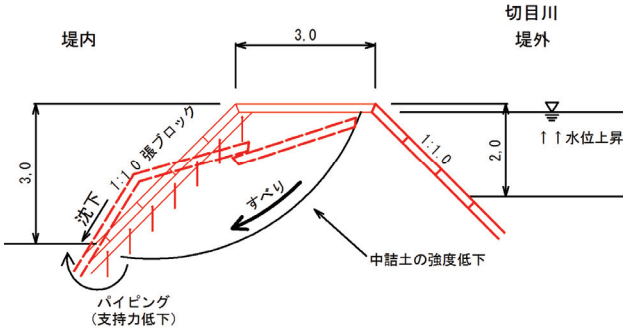


図3.3.4 堤体断面図

3) 印南町古井

本地区は，切目川が大きく蛇行し，堤防の被災箇所周辺には家屋はほとんど無く，農地に隣接している．本調査で確認した本地区の被災位置を**図3.3.5**に示す．被災1～6は石積み護岸，被災7は法枠護岸，崩壊1は石積み護岸の被害である．また，被災規模を表3.3.1に示す．

表 3.3.1 被災規模

被災箇所	被災長さ(m)	被災箇所	被災長さ(m)
被災 1	40～50	被災 5	40～45
被災 2	15～20	被災 6	20～30
被災 3	10～15	被災 7	15～20
被災 4	10～15	崩壊 1	3×10

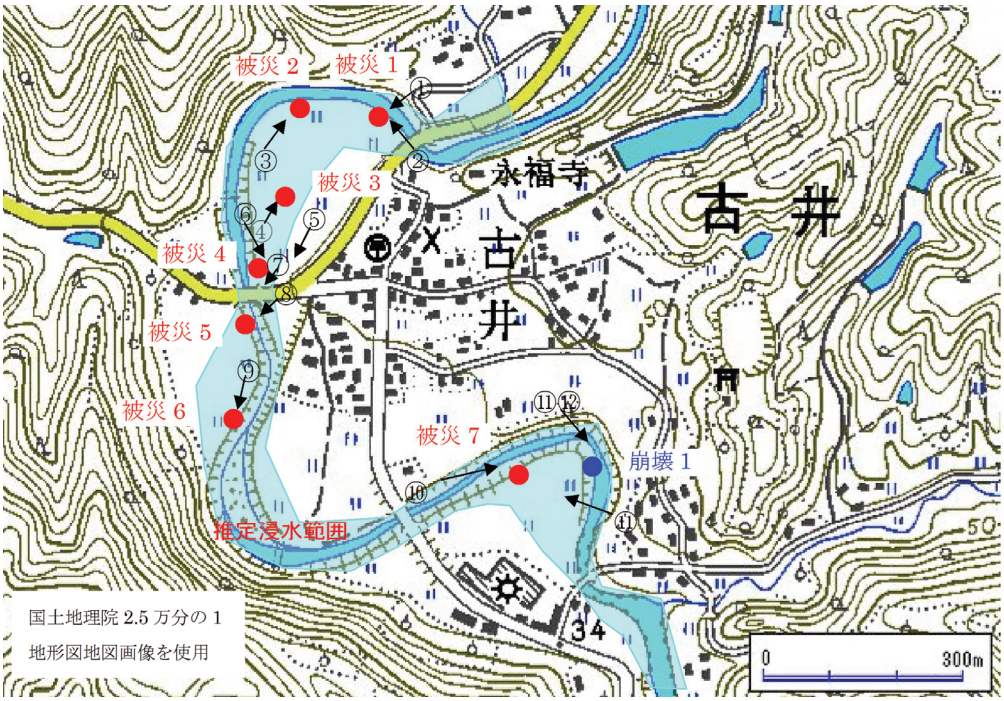


図3.3.5 古井地区被災位置図[3)に加筆]

被災1の堤防崩壊箇所は**写真3.3.7**に示すように石積み(練積)護岸であり，大型土嚢で応急処置が為されている．隣接するブロック積み護岸には変状が無く，石積み護岸部分のみが崩壊している．ブロック積み護岸部堤内側にも堤体の洗掘後が見られるが崩壊には至っていない．これは川表側の護岸の強度の違いによるものと推定される．崩壊は護岸前面から護岸背面堤体地盤への浸透による強度低下と越水による洗掘によって生じたものと考える(**写真3.3.8**)．石積み護岸は過去の被災時に崩壊に至らず復旧対象とならかった部分が残されたものであると推定する．

被災2の箇所も被災1と同様のシナリオで崩壊に至ったと推定する(**写真3.3.9**)．被災3は下流側の被害が大きいことから，被災1，2から流入した洪水が，堤内地の道路盛土を越流浸食したものと考えられる(**写真3.3.10**)．

写真3.3.11に示すNTTの施設付近の洪水痕跡から水田は約2.8m浸水していることが確認できる．**写真3.3.12**は被災4の箇所の状況であり石積み護岸である．被災4は堤内地の流入水が切目川に戻る際に川裏側からの外力によって川表側の堤体が洗掘され，崩壊したものである．

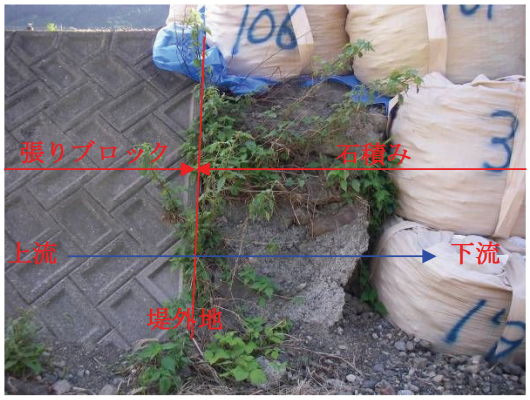


写真3.3.7 被災1堤防損壊状況(写真①)

写真3.3.8 被災1堤防損壊状況(写真②)

写真3.3.9 被災２堤防損壊状況(写真③)

写真3.3.10 被災3道路盛土の損壊状況(写真④)

写真3.3.11 堤内地水位痕跡(写真⑤)

写真3.3.12 被災4堤防損壊状況(写真⑥)

橋梁の橋脚上部に水位痕跡が認められる(**写真3.3.13**).橋梁の下流側が被災5の箇所であるが橋梁上流部の被災2，3，4のほぼ直線上にあり(**図3.3.5**)，河道からあふれた洪水が直線的のこの地区を流下し，越水により被災5が損壊したものと考えられる(**写真3.3.14**).被災6は被災5から堤内に流入した洪水が河川に戻る際に堤防背面からの外力を受け損壊したものと推定する(**写真3.3.15**).

被災7位置は，直線的な河川であるが，対岸に樹木があり，流れを阻害している(**写真3.3.16**)．この影響で水位上昇した結果，堤内に洪水が溢流したものと推定する(**写真3.3.17**)．溢流した水は崩壊１で河川に戻り，その際，護岸背面から張りブロック護岸を攻撃し，護岸が損壊したものである(**写真3.3.18**)．おそらく過去の出水でも同様の状況でこの位置の堤体が損壊し，張りブロックによって補強されたものと推定するが，護岸背面からの外力に対しては効果があまりなかったのではないかと推定する．また，崩壊箇所では**写真3.3.20**に示すように，至る所に穴(モグラの穴)が認められ，これらの穴を通じた堤防部への河川水の浸透によって強度低下を促進した可能性もある．

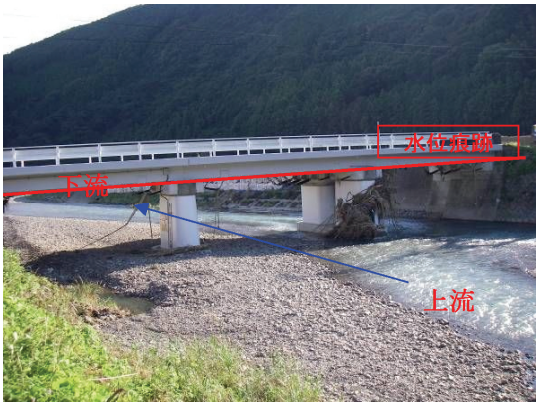


写真3.3.13 橋梁の水位痕跡(写真⑦)

写真3.3.14 被災5堤防損壊状況(写真⑨)

写真3.3.15 被災6堤防損壊状況(写真⑨)

写真3.3.16 被災7遠景(写真⑬)

写真3.3.17 被災7堤防損壊状況(写真⑩)

写真3.3.18 崩壊1護岸被災状況(写真⑪)

本箇所の土を採取し，粒度試験を行った．結果を以下に示す(**図3.3.6**)．結果は「粘性土質砂」で細砂～中砂からなる．細粒分は低塑性の粘土･シルトである(**表3.3.2**)．

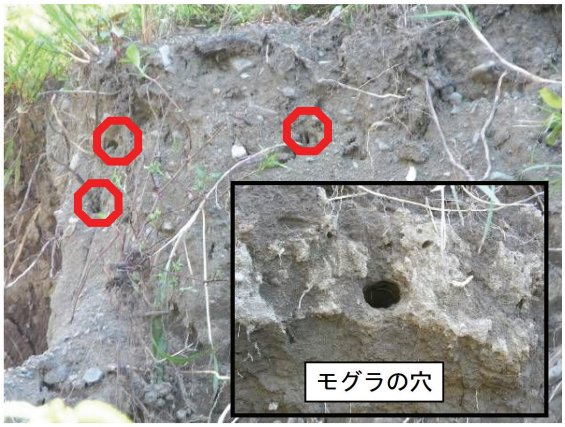
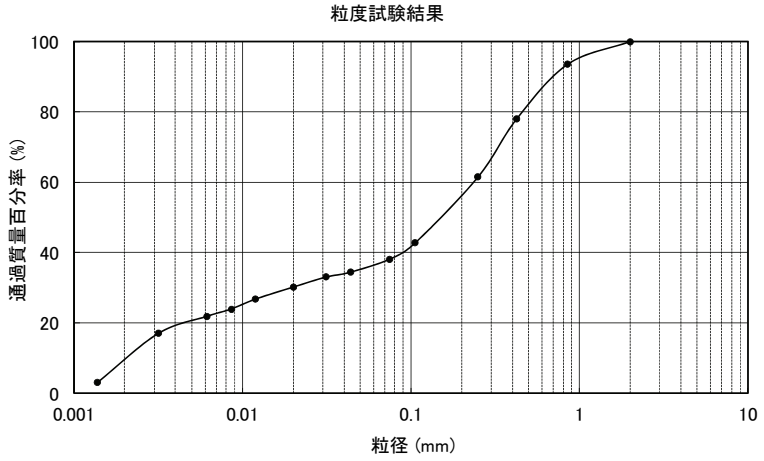


写真 3.3.20 (写真⑫)

粒径 (mm)	質量百分率(%)
2	100
0.850	93.5
0.425	78.0
0.250	61.5
0.106	42.8
0.075	38.1
0.0436	34.4
0.0312	33.0
0.0201	30.2
0.0119	26.7
0.0086	24.0
0.0061	21.9
0.0032	17.0
0.0014	3.1



塑性現界	液性限界	流動指数	塑性指数	タフネス指数
w_p (%)	w_L (%)	I_f	I_p	I_t
17.83	25.13	6.34	7.30	1.15

参考文献

1)二級河川切目川水系河川整備基本方針，和歌山県：和歌山県ホームページ「和歌山県情報館」(http://www.pref.wakayama.lg.jp/prefg/080100/index.html)
2)国土地理院1:25,000地形図「紀伊南部」
3)国土地理院1:25,000地形図「古井」

3.4 城川(白浜町上村地区)

1)概要

城川は日置川の支川である．今回調査を実施したのは白波町上村周辺で，同地区では河川の増水に伴い，水衝部での護岸の損傷や，越流による護岸裏込め土の侵食および家屋への床上浸水などの被害が生じた．**図3.4.1**に調査箇所を示す．

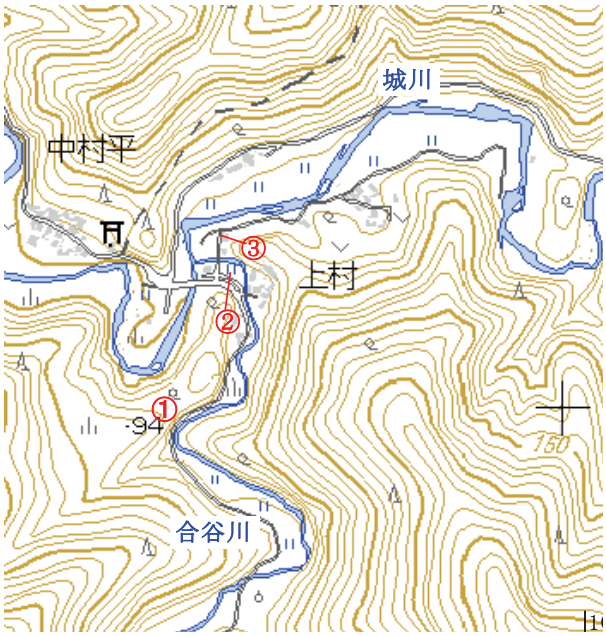


図3.4.1 城川地区の調査位置[1)に加筆]

2)合谷川左岸(上流側)での洗掘

この地点は河川の屈曲部にあたり，水衝部となる箇所の石積み護岸が損壊した．空洞の奥行きは1.3m程度で縦断方向に崩壊している(**写真3.4.1**, **写真3.4.2**)．石積みは空石積みで施工されていたため，出水時の護岸基礎周辺の洗掘により護岸下部が崩落したと推定される．今後この洗掘の進行が懸念され，早期の対策が必要である．

図3.4.2中の水色で囲った箇所は，河川の増水時の河道の広がりを推察したものを示した．また，このように河道が拡大することにより，赤線で示した箇所が水衝部となり，その箇所で30～40mにわたり護岸の洗掘が顕著に現れたと考えられる(**写真3.4.3**，**写真3.4.4**)． ここは，古い石積み護岸の前面に新たな護岸を設け､天端に盛土して道路にした兼用護岸として構築されていたと想定できる．新たに構築されていた前面護岸が洗掘され，崩壊したものと考えられる(**写真3.4.5**)．古い護岸は岩着してい

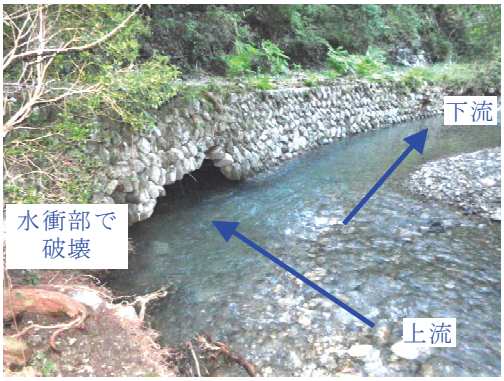


写真3.4.1 合谷川左岸屈曲部（上流側から撮影）

写真3.4.2 合谷川左岸水衝部の損傷

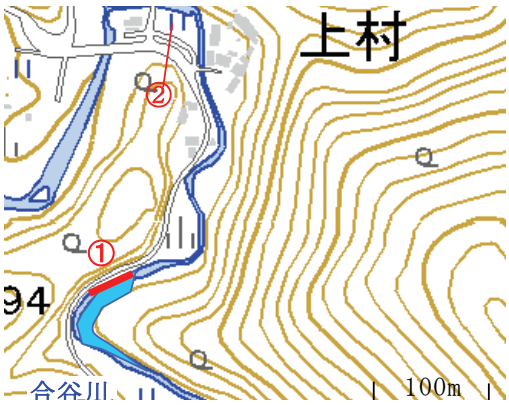


図3.4.2 合谷川上流側屈曲部[1)に加筆]

写真3.4.3 合谷川左岸の損壊（その1）

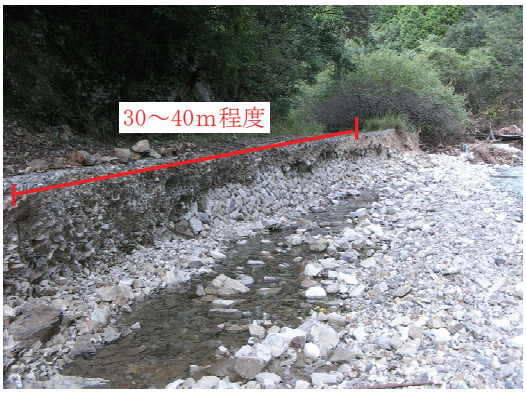


写真3.4.4 合谷川左岸の損壊（その2）

写真3.4.5 合谷川左岸の損壊（その3）

たため，基礎下部の洗掘が発生せず，崩壊を免れたものと推定する．

3)合谷川左岸下流側 での越流

合谷川下流では，河川の増水に伴い，家屋への浸水が及んだ水位痕跡や電柱側面に漂流物が衝突したと思われる傷跡が確認された(**写真3.4.6**)．これらより，河川増水のピーク時には床上1.1m程度まで水位が上昇し，床上浸水の被害が生じていたことがわかった．

図3.4.1の②の位置では越水により，左岸側の堤内には水が流れ込み，越水による堤体侵食が進んだ

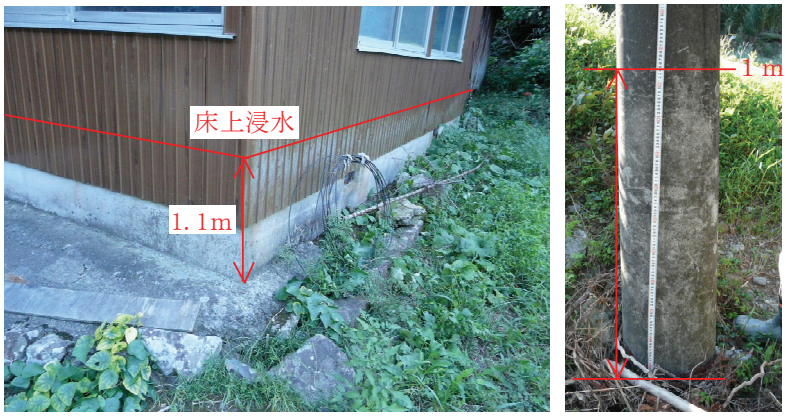


写真3.4.6 合谷川下流での床上浸水

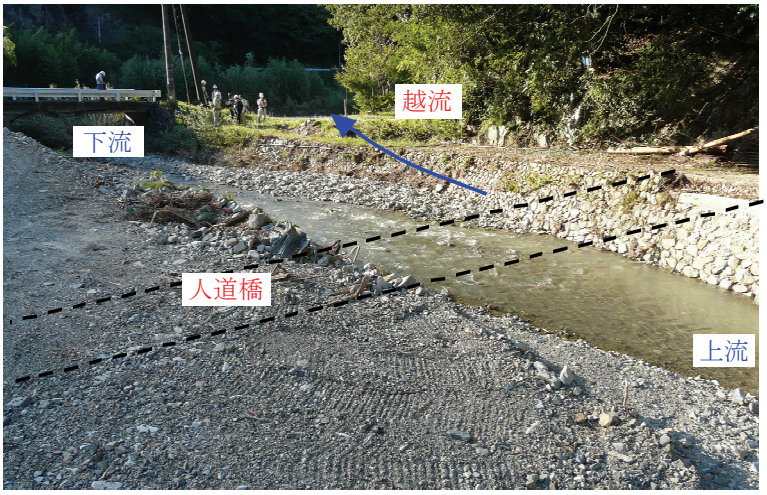


写真3.4.7 合谷川下流での越流（上流側から撮影）

と考えられる．また，平成23年7月の台風6号で落橋しそのまま放置されていた人道橋が，今回の台風による侵食と河川増水により流出した(住民の話)．右岸側では護岸の侵食はないものの，越流の形跡が確認された(**写真3.4.7**)．

4)城川左岸での洗掘

図3.4.1の③の位置では堤体の裏込め土の侵食が見られ，損壊の規模は長さ10m，高さ1.5m程度であった(**写真3.4.8**)．越水により侵入した水流によって堤体の裏込め土が洗掘され，堤体材料が堤内側に流出している．護岸の裏のり及び天端がコンクリートなどで被覆されていなかったこと，また，堤体を構築している材料が，元々あったと考えられる砂礫などの河床堆積物とみられるものを主体としており，細粒分をあまり含まない材料であったことが要因で洗掘が顕著に起こったと推測される．また，ここでは城川からの越流だけではなく，合谷川から越流した水が堤内側から流入し，水流に大きな乱れが発生し裏込め土を流失させた可能性も考えられる(**写真3.4.9**)．

5)城川右岸での越流

城川右岸では，増水した河川が堤防を越え，フェンスが堤内側に傾いている付近から越水し，その水により稲がなぎ倒されている(**写真3.4.10**)．調査時の城川の川幅はおよそ10m程度であるが，河川の増水により越流した後は20～30m程度の川幅になっていたと推測され，**写真3.4.10**左の流木はそのときに運ばれたものと解釈できる．

参考文献

1) 国土地理院1:25,000地形図「富田」

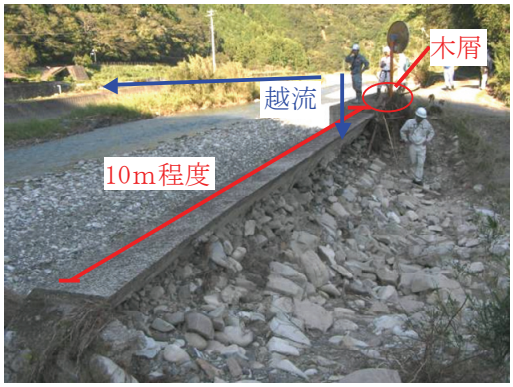


写真3.4.8 城川左岸側堤体の侵食

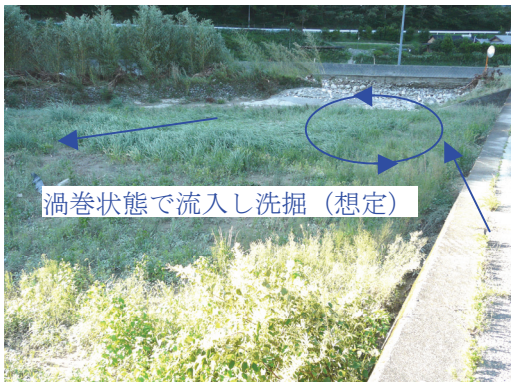


写真3.4.9 城川左岸側堤体の侵食

写真3.4.10 城川右岸（左岸側から撮影）

4. 西牟婁(にしむろ)地域の斜面災害(田辺市)

4.1 調査地域の地質

西牟婁地域のある紀伊半島南部は，四万十付加体(白亜系～漸新統)とこれを不整合に覆う中新統の熊野層群及び田辺層群が広く分布する．

紀伊半島の四万十帯は，北から日高川帯，音無川帯及び牟婁帯に分けられる．各帯の境界断層はそれぞれ御坊－十津川断層(スラスト)，本宮－皆地断層(スラスト)である．日高川帯は白亜系の日高川層群，音無川帯は暁新統ないし下部始新統の音無川層群，牟婁帯は中部始新統ないし漸新統の牟婁層群からなる．日高川層群は海洋性岩石を伴い，覆瓦構造がよく発達する典型的な付加体である．また，地層の剪断変形が著しく，北傾斜のスラストがよく発達する．

本章で対象とした調査地域の北部に分布する音無川層群は，主に砂岩泥岩互層，泥岩，砂岩及び礫岩からなり，一部に緑色岩を伴う．音無川層群はほぼ東西走向で，北傾斜のスラストと褶曲構造が発達する覆瓦構造をなしている．一方，本宮－皆地断層(スラスト)の南側には，中期始新世～漸新世(4000～3000万年前)の牟婁層群が分布している．牟婁層群は砂岩泥岩互層，砂岩，泥岩及び礫岩からなる．牟婁層群は規模の大きな褶曲構造が発達する付加体であるが，地層の変形が小さい．

2011年台風12号では，四万十付加体，熊野層群熊野酸性火成岩体の地質構造，岩相等に規制された斜面崩壊が発生している．規模の大きい斜面崩壊は降雨の直接的要因に加えて，山地斜面の地形的要因と，四万十付加体の地層の傾斜（流れ盤・受け盤），スラスト，褶曲構造など地質的要因が密接な関係している．多くは表層の崩積土と岩盤の風化帯が崩壊した表層崩壊である．崩壊規模の大きな田辺市内の中辺路(なかへち)町真砂(滝尻地区)，伏菟野(ふどの)地区，深谷地区，熊野(いや)地区の崩壊地は四万十付加体の地質構造を反映した地層面や覆瓦構造のスラスト面，断層面が滑り面となって崩壊している．

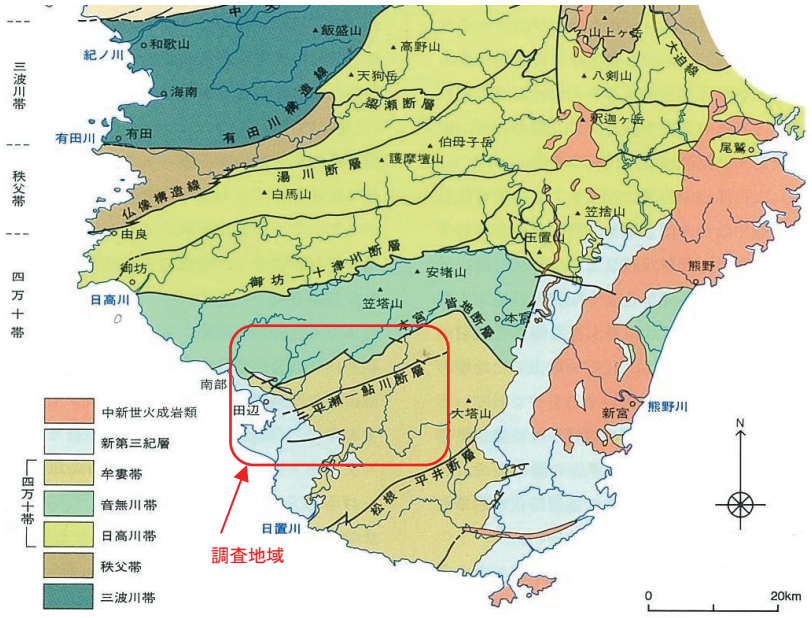


図 6.2.1 紀伊半島の地質と調査地域

出典：中屋志津男・原田哲朗・吉松敏隆(1999)：25 万分の 1「紀伊半島四万十帯の地質図」，アーバンクボタ 38 号

4.2 中辺路町真砂(滝尻地区)

図4.2.1は中辺路町真砂(滝尻地区)の崩壊地の概要，図4.2.2は崩壊地周辺の地質を示している．崩壊部は牟婁層群の合川累層K4部層(新しい地質区分では，牟婁帯野竹構造ユニットの西谷層上部層)に属する厚層の砂岩・礫岩からなる．K4部層の一般走向はほぼ東西であるが，崩壊部では新期の屈曲構造により北西―南東走向で，北東に低角で傾斜する砂岩・礫岩層がほぼ流れ盤をなしている．風化帯においては，層理面沿いの流れ盤崩壊が発生している．崩落の規模は幅120m，高さ150mに達する．

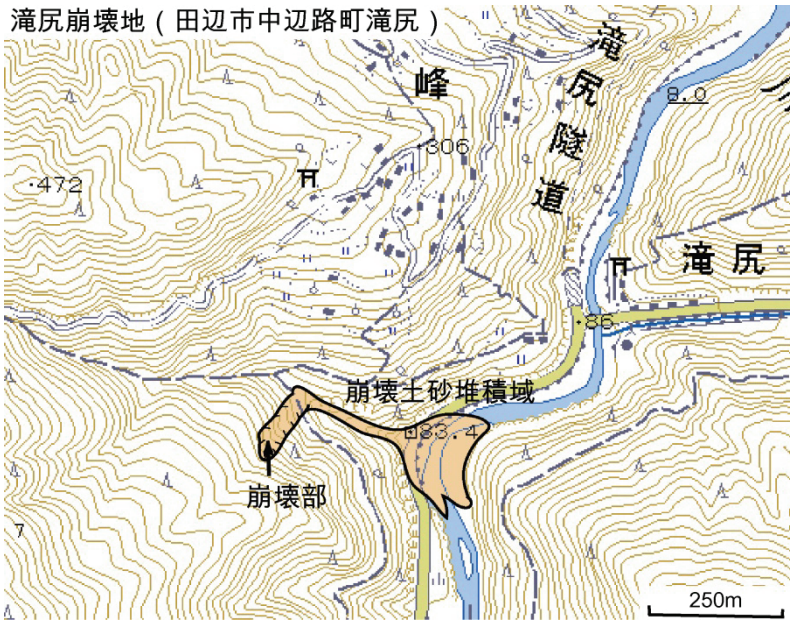


図4.2.1 崩壊地の概要（国土地理院25000分の1地形図地図画像に加筆）

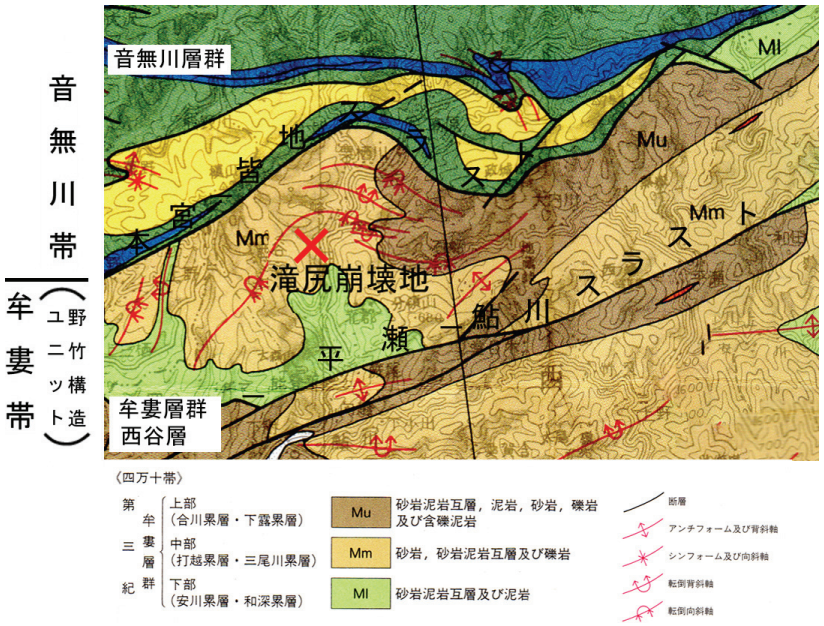


図4.2.2 中辺路町滝尻付近の地質

出典：中屋志津男・原田哲朗・吉松敏隆：25万分の1「紀伊半島四万十帯の地質図」，アーバンクボタ38号，1999

写真4.2.1は崩壊地の空中写真，**写真4.2.2**は崩壊部の写真を示している．崩土滑落斜面での観察によれば，K4部層の砂岩・礫岩層は深さ20m程度まで節理がよく発達し，岩盤がかなり緩んでいる．崩土滑落斜面の南半部には厚さ10m程度の古い崩積土層が観察される(**写真4.2.2**)．崩壊部には規模の大きな移動土塊が回転を伴い，樹木を乗せたまま残留している(**写真4.2.3**)．門谷の谷中には土石流堆積物がみられる(**写真4.2.4**)．崩壊土砂は門谷から土石流化して約300m流下して，富田川本流には少なくとも7回の土石流が達しており，このうち5回の土石流が対岸(富田川左岸)にまで達している(**写真4.2.5**)．富田川本流に地すべりダム(堰止め湖)が形成されている(**写真4.2.1**,**写真4.2.6**)．その大部分が決壊しているが，上流の滝尻王子付近まで富田川の水位上昇が認められた．

写真4.2.1 中辺路町真砂(滝尻地区)の崩壊
(国土地理院「台風12号による被災に関する情報 空中写真」に加筆)

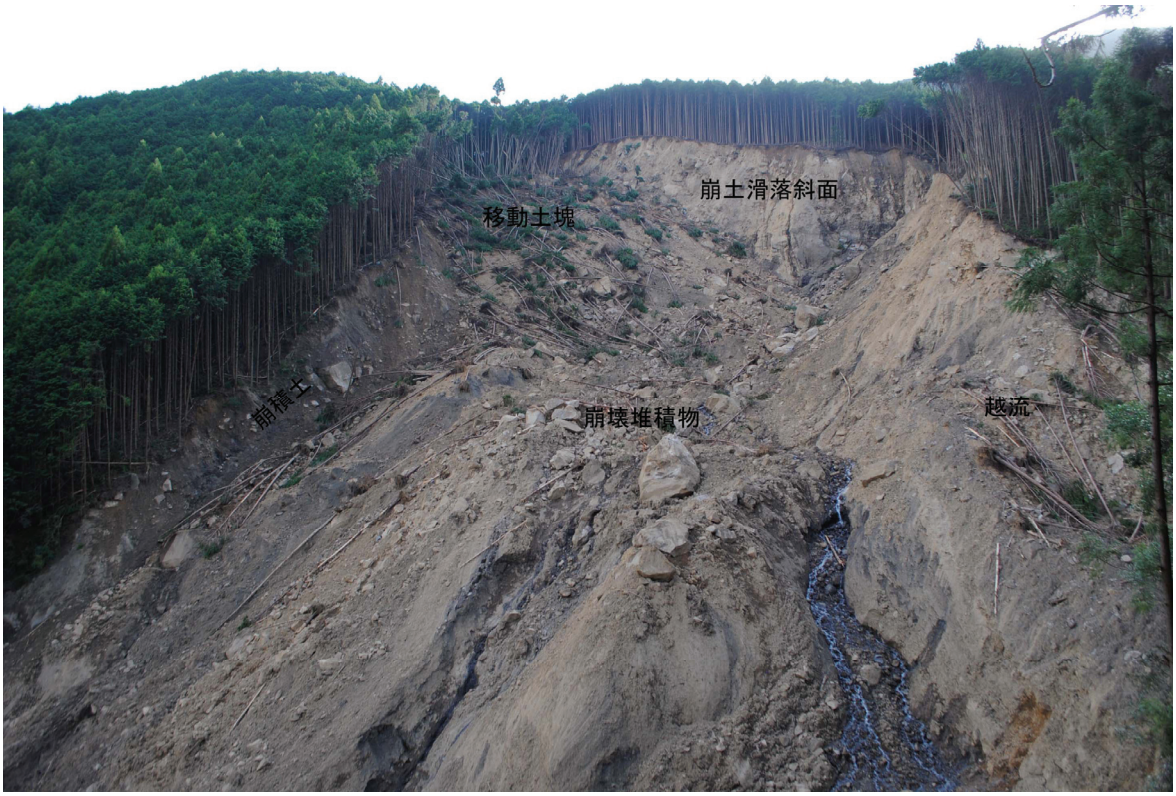


写真4.2.2 崩壊部と移動土塊及び直下の崩壊堆積物
（崩土滑落斜面には節理が発達した厚層の砂岩層からなる岩盤（風化帯）がみられる）

写真4.2.3 崩壊部の移動土塊

写真4.2.4 門谷から富田川に達した土石流堆積物

写真4.2.5 富田川に流入した土石流堆積物（下流側）

写真4.2.6 富田川に流入した土石流堆積物と地すべりダム（上流側）

4.3 深谷

図4.3.1は深谷地区の崩壊地の概要，**図4.3.2**は崩壊地周辺の地質を示している．この地区は牟婁帯の打越背斜の南翼にあたり，打越層の砂岩層，砂岩泥岩質互層が分布する．打越背斜は等斜褶曲をなし，その逆転した南翼では等斜褶曲形成時の剪断変形を強く受けている．頂部緩斜面の遷急点付近で崩壊が発生している．岩相に規制された地すべり性崩壊と推定され，牟婁層群打越層の厚い砂岩層中に挟まれた泥岩優勢な砂岩泥岩互層(層厚約70m)が崩積土とともに走向方向に崩壊している．

図4.3.1 深谷地区の崩壊地の概要（国土地理院25000分の1地形図地図画像に加筆）

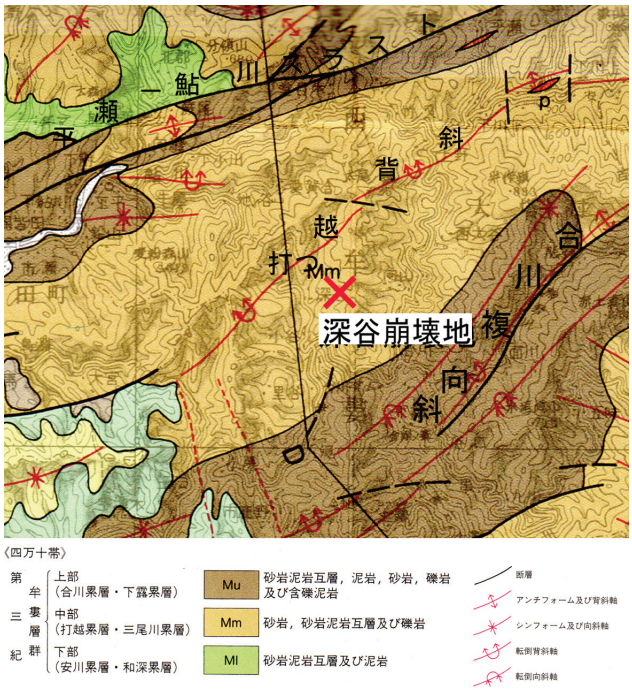


図 4.3.2　深谷付近の地質

出典：中屋志津男・原田哲朗・吉松敏隆：25 万分の 1「紀伊半島四万十帯の地質図」，アーバンクボタ 38 号，1999.

写真4.3.1は崩壊地の空中写真，**写真4.3.2**は崩壊部の全景写真である．崩落斜面は幅約60m，高さ約50mである．崩壊部直下の谷中には，大きなローブ状崩壊堆積物が少なくとも5つ認められる(**写真4.3.1**，**写真4.3.3**，**写真4.3.4**)．崩壊土砂は約250m流下し，深谷本谷との合流点付近から土石流化したと考えられる(**写真4.3.5**)．土石流は砂防堰堤を越えて(**写真4.3.6**，**写真4.3.7**)，深谷集落の先1kmまで流下している(**写真4.3.8**)．崩土滑落斜面付近には過去の崩壊地形の存在が地形図から読み取れる．崩壊部付近，谷の両岸では厚さ10数mの古い崩積土がみられ，過去にも大規模崩壊があったことが推定される(**写真4.3.9**)．

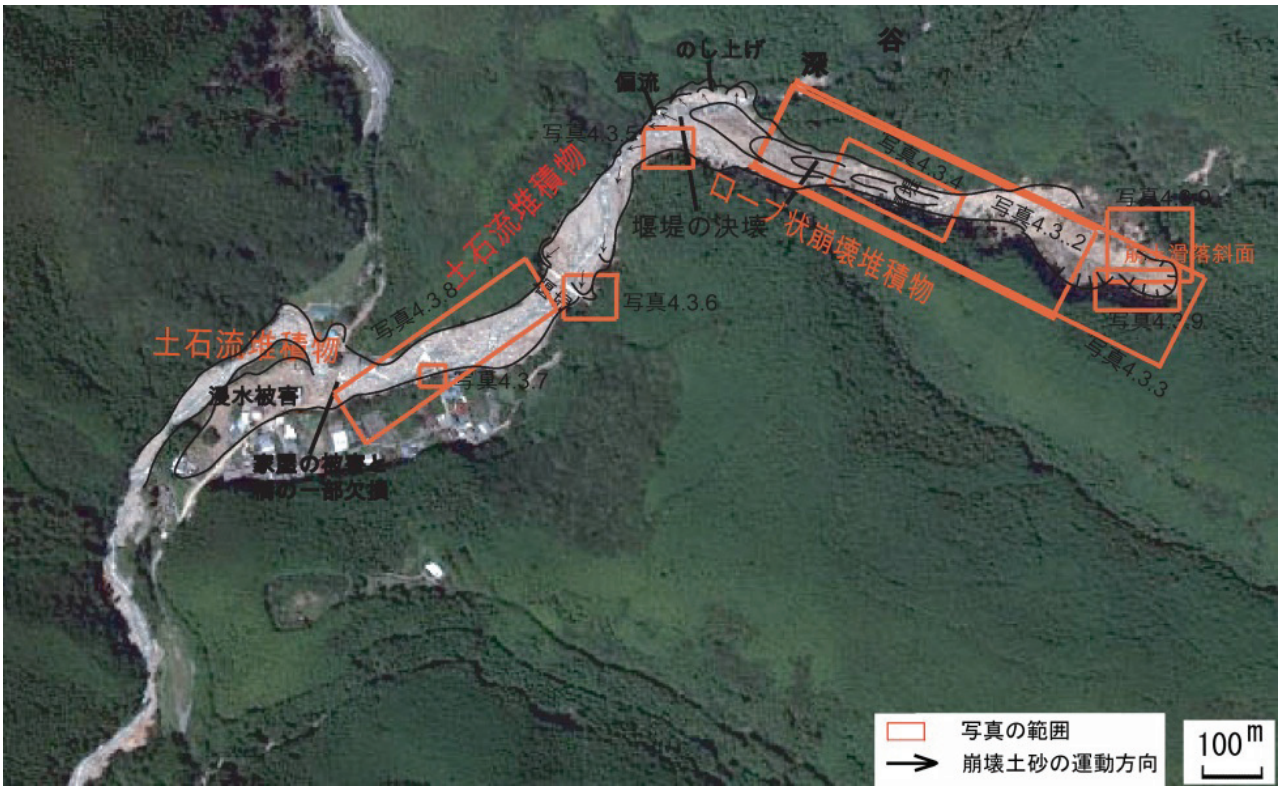


写真4.3.1 深谷の崩壊と崩壊土砂
（国土地理院「台風12号による被災に関する情報 空中写真」に加筆）

写真4.3.2 崩壊部の全景

写真4.3.3 谷を埋積した土石流堆積物（崩壊部から下流側に向かって撮影）

写真4.3.4 谷中に堆積したローブ状崩壊堆積物

写真4.3.5 崩壊部の支谷と本谷の合流部（左岸）にみられる土石流堆積物

写真4.3.6 第1堰堤(左岸)にみられる土石流堆積物

写真 4.3.7 土石流で運搬された巨礫

写真4.3.8 深谷集落上流の土石流堆積物(流路は復旧工事によって改変されている)

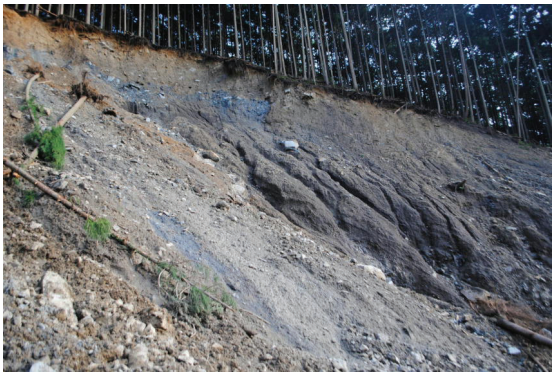


写真4.3.9　崩壊部の剪断変形の著しい泥岩層(左)と厚い崩積土及び風化帯(右)

4.4 伏菟野

図4.4.1は伏菟野地区の崩壊地の概要，**図4.4.2**は崩壊地周辺の地質，**写真4.4.1**は崩壊地の空中写真を示している．音無川帯(付加体)の福定ユニット(北)と奇絶峡ユニット(南)を分ける古屋谷スラストのスラスト面を滑り面とする大規模な斜面崩壊が発生している．古屋谷スラストの破砕帯が流れ盤崩壊を起こしている．崩壊部は東西約200m，南北約100ｍで，比高が約120mに達する(**写真4.4.2**)．

古屋谷スラストは，一般に低角北傾斜のスラストであるが，伏菟野地区では新期の屈曲構造によって変形されて，高角(約60°)西ないし南西傾斜の湾曲したスラスト面となっている．一部でスラスト面が北東側に転倒している．古屋谷スラストは厚さ数十mの断層破砕帯を伴う（**図4.4.2**)．

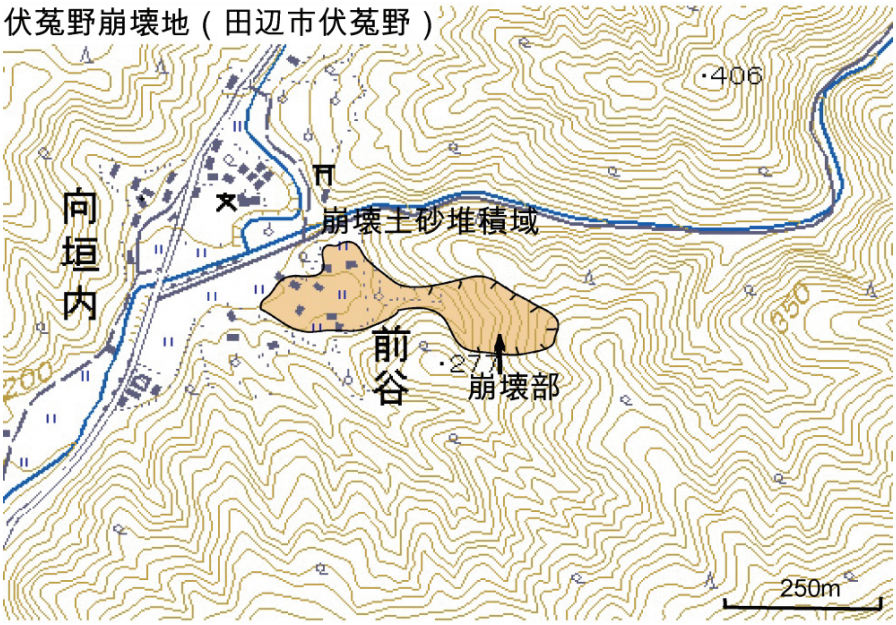


図 4.4.1 伏菟野崩壊地の概要（国土地理院 25000 分の 1 地形図地図画像を使用）

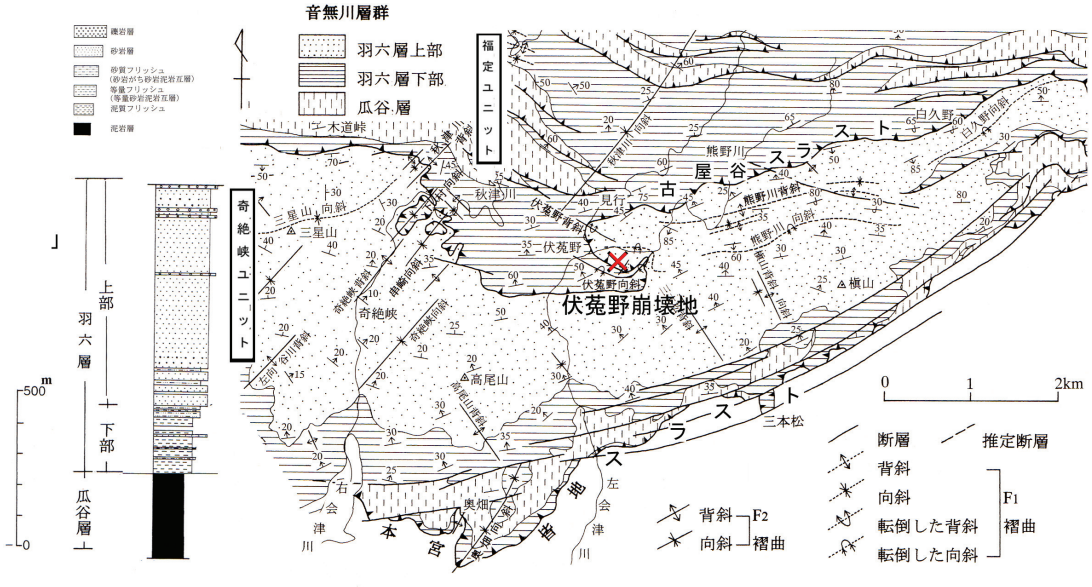


図 4.4.2　伏菟野付近の地質図及び音無川層群の柱状図

出典：中屋志津男：紀伊半島四万十帯奇絶峡地域の古第三系音無川付加体の屈曲構造，地球科学，60，113-129，2006.

崩壊部では，スラストの下盤は音無川層群羽六層上部の厚い砂岩・礫岩層からなり，上盤は瓜谷層の泥岩層および羽六層下部の泥岩優勢な砂岩泥岩互層からなり，断層破砕帯を伴っている．崩壊は上盤であり，下盤はほとんど崩壊していない．崩土滑落斜面の北側斜面では，スラスト上盤の砂岩泥岩互層，泥岩層に鏡面が発達している部分があり，その断層面がすべり面の一部となっている(**写真4.4.3**)．

崩壊土砂はローブ状崩壊堆積物と移動土塊からなる(**写真4.4.4**)．崩壊土砂は長さ約500mの「ひょうたん」様の分布で，上半部(200m)は移動土塊，下半部(250m)はローブ状崩壊堆積物からなる(**写真4.4.5**)．ローブ状崩壊堆積物には規模の大きなローブが少なくとも6つ認められる．ローブ状崩壊堆積物は岩屑なだれ様で，土石流化はしていない．ローブは崩壊部の瓜谷層，羽六層の岩相に対応する崩壊堆積物からなる．崩土滑落斜面の下部に回転を伴う移動土塊がある(**写真4.4.2**)．

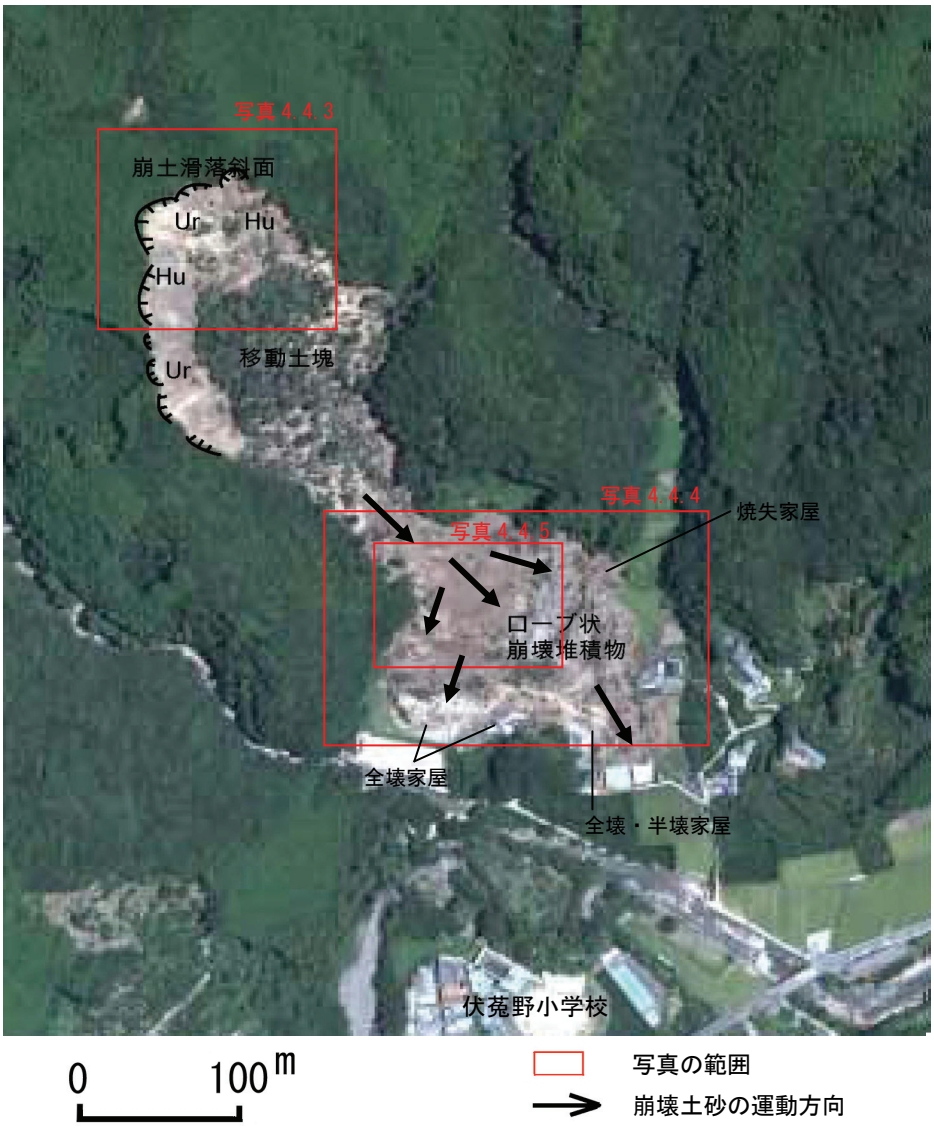


写真 4.4.1 伏菟野地区の大規模斜面崩壊(国土地理院「台風 12 号による被災に関する情報 空中写真」に加筆)．
Hu：羽六層上部（砂岩），Ur：瓜谷層（泥岩）

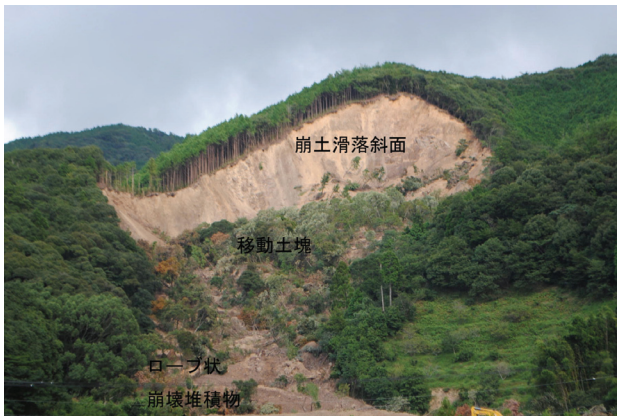


写真4.4.2 伏菟野の大規模崩壊全景

写真4.4.3 源頭部と移動土塊

写真4.4.4 崩壊源頭部からの伏菟野崩壊地

写真4.4.5 ローブ状崩壊堆積物

4.5 熊野

図4.5.1は熊野地区の崩壊地の概要，**図4.5.2**は崩壊地周辺の地質，**写真4.5.1**は崩壊地の空中写真を示している．崩壊地は牟婁帯の第1級の褶曲構造である合川複向斜の八丁坂向斜北翼にあたり，牟婁層群打越層の厚い砂岩層と，それに重なる合川層K1層の厚い泥岩が流れ盤崩壊を起こしている．**写真4.5.1**の崩土滑落斜面で白く見える部分が打越累層の砂岩層である．崩壊の規模は幅約400m，高さ約280mである(**写真4.5.1**，**写真4.5.2**)．

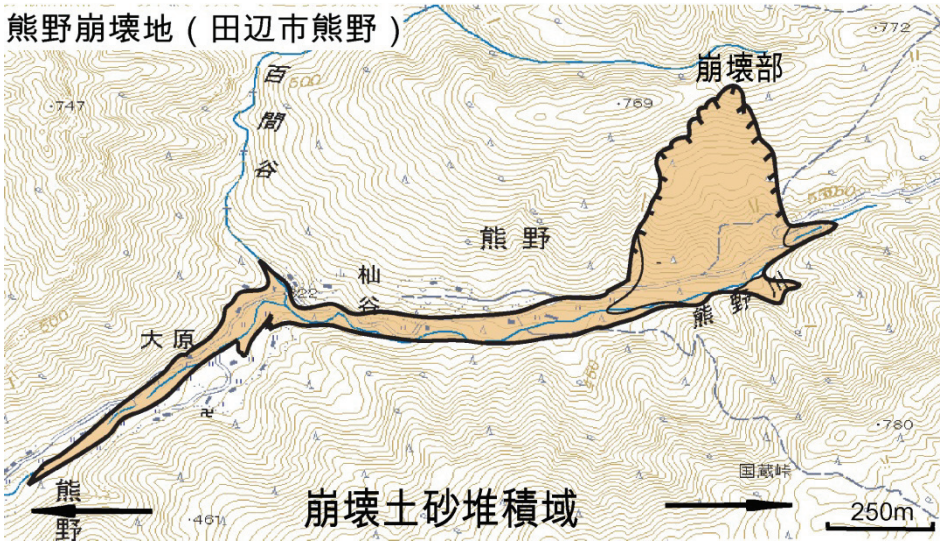


図4.5.1 熊野崩壊地の概要（国土地理院25000分の１地形図地図画像を使用）

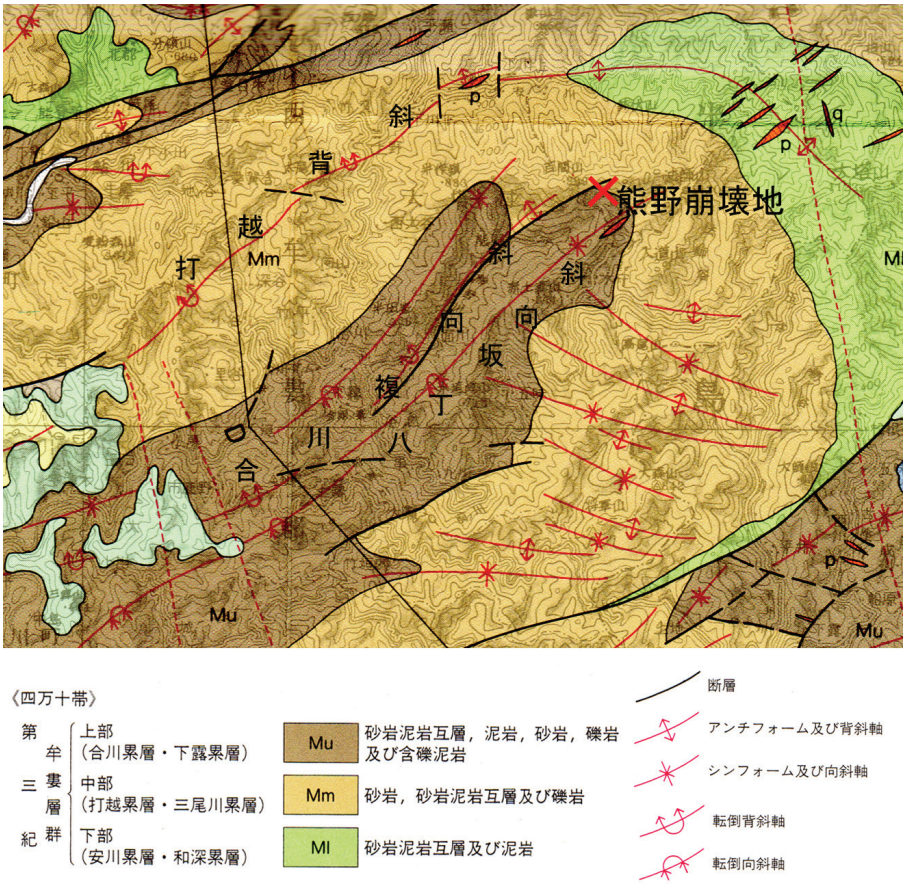


図4.5.2 熊野付近の地質

出典：中屋志津男・原田哲朗・吉松敏隆：25万分の1「紀伊半島四万十帯の地質図」，アーバンクボタ38号，1999.

崩壊土砂は大量のローブ状崩壊堆積物および移動土塊からなる．移動土塊は回転を伴っている(**写真4.5.1**, **写真4.5.3**)．崩壊土砂は土石流となって大原下流付近まで達している．崩壊堆積物および移動土塊が熊野川を堰き止め，地すべりダムを形成している．崩壊源頭部上部の斜面には尾根近くまで多数のクラックが発達する(**写真4.5.4**)．

移動土塊は植生を維持したまま対岸近くまで移動して熊野川の河道を閉塞している．またこの植生の存在と，ダム上流の集水域の狭いことから，この地すべりダムは容易には崩壊しないものと推定される(**写真4.5.5**)．

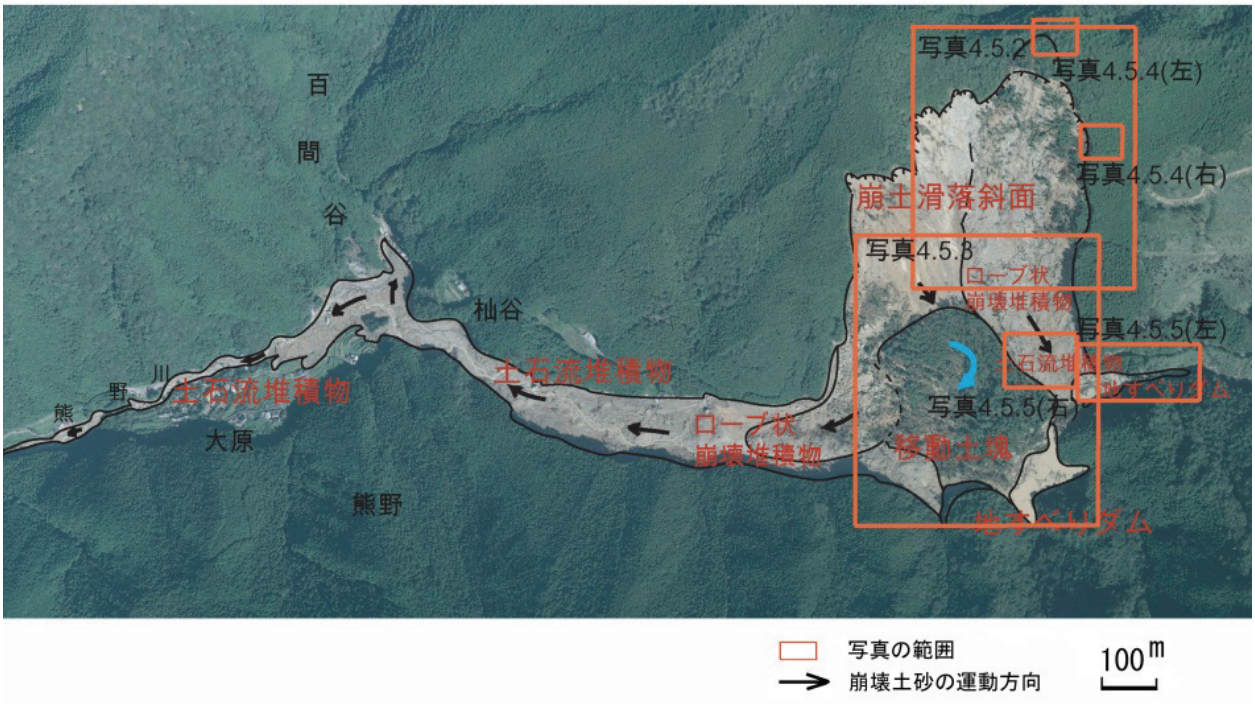


写真4.5.1 熊野川の斜面崩壊（国土交通省国土地理院「台風12号による被災に関する情報 空中写真」に加筆）

写真4.5.2 崩壊部全景(崩壊部右上方には尾根近くまで多数のクラックが発達する)

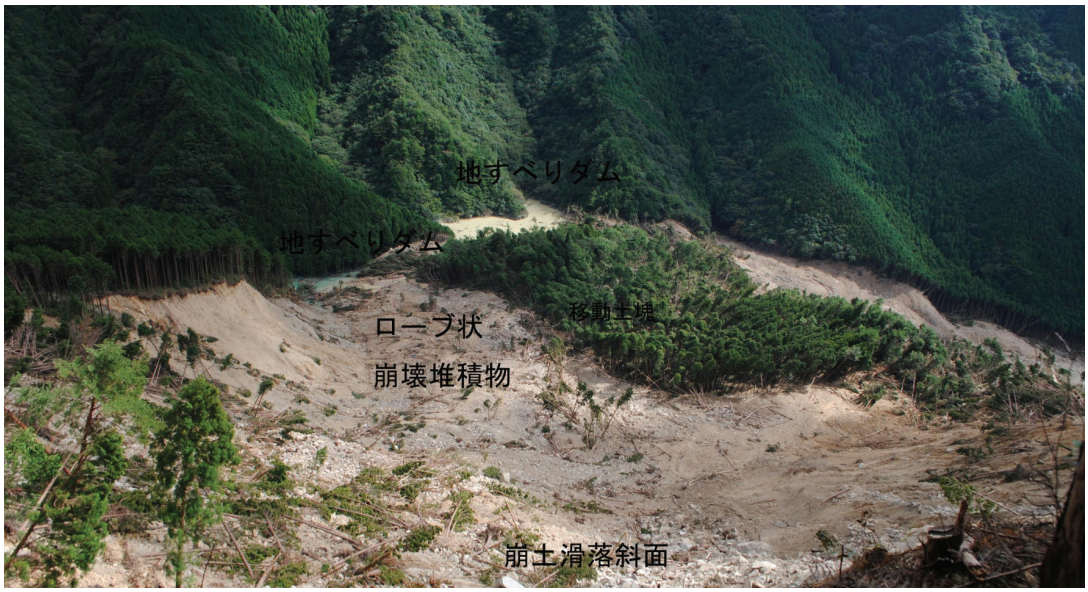


写真 4.5.3 崩土滑落斜面，移動土塊及び地すべりダム

写真4.5.4 尾根(左)付近及び斜面(右)に発達するクラック

写真4.5.5 熊野川上流部を埋積した土石流堆積物(ローブ状の土石流堆積物(右)と材が集積した尖端部(左))

5. 熊野川流域(新宮市，新宮市熊野川町，田辺市本宮町)

5.1 調査位置

図5.1.1に調査位置図を示す．本地域では熊野川沿いで5か所，支流の北山川沿いで2か所，支流の三越川周辺で2か所の計9か所で調査を実施した．

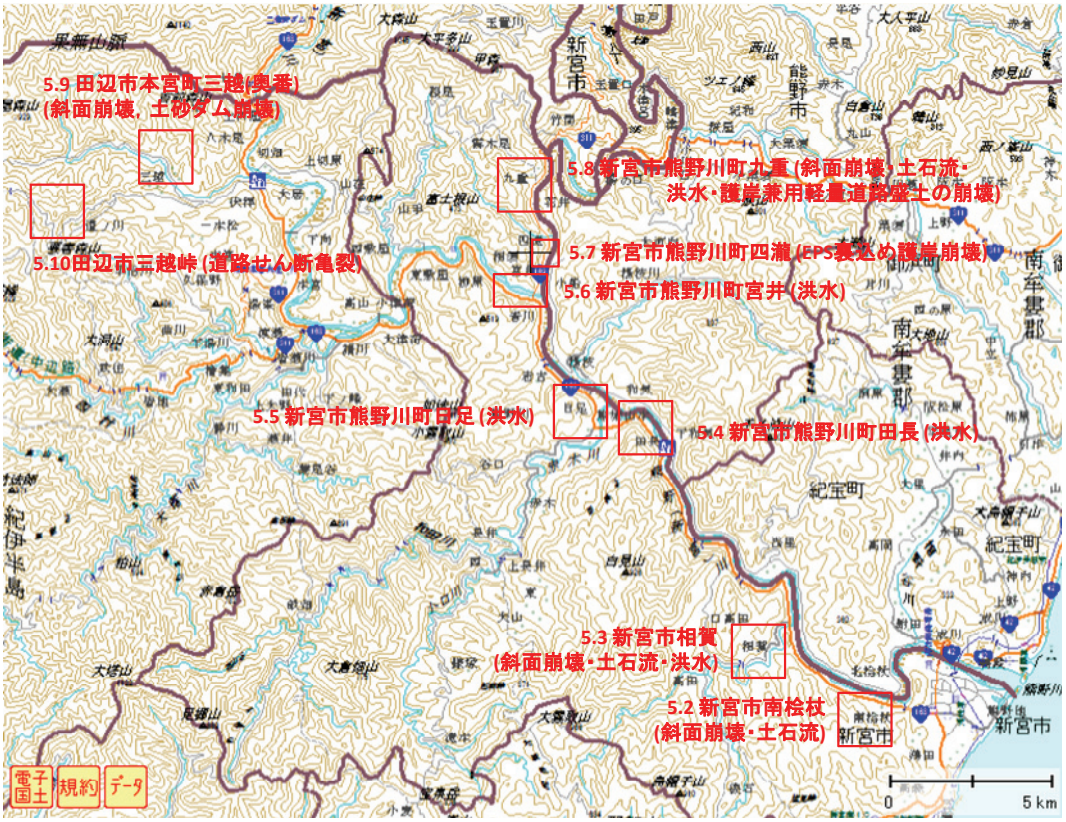


図 5.1.1　調査位置図

5.2 新宮市南桧杖(斜面崩壊，土石流)

1)調査箇所

新宮市南桧杖で発生した4か所の斜面崩壊および土石流について調査した．図5.2.1に調査位置図を示す．

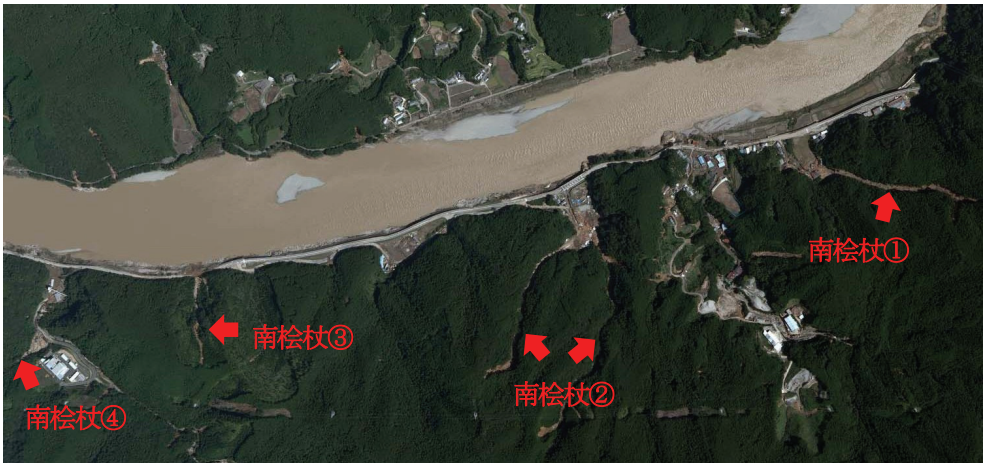


図 5.2.1　調査位置図(南桧杖)

出典：国土地理院HP(http://saigai.gsi.go.jp/2011typhoon12/index.html，平成23年9月6日撮影)

2)南桧杖①

図5.2.2に,新宮市南桧杖地内で発生した土石流の範囲を示す.この土石流は,新越路トンネルから500m西の熊野川右岸の渓流で発生したものであり，石積堰堤付近の山腹2箇所(幅13m×奥行60m,幅21m×奥行70m)に端を発する．当該地の表層は，1～3mの崩積土層や岩盤の強風化部分から形成され,基盤岩は熊野酸性岩類の花崗斑岩である．土石流は，崩壊土砂と崩積土が渓流に沿って300mの区間流下した後,渓流末端の人家付近で停止している.

写真5.2.1から**写真5.2.10**は崩壊地および周辺の写真である.

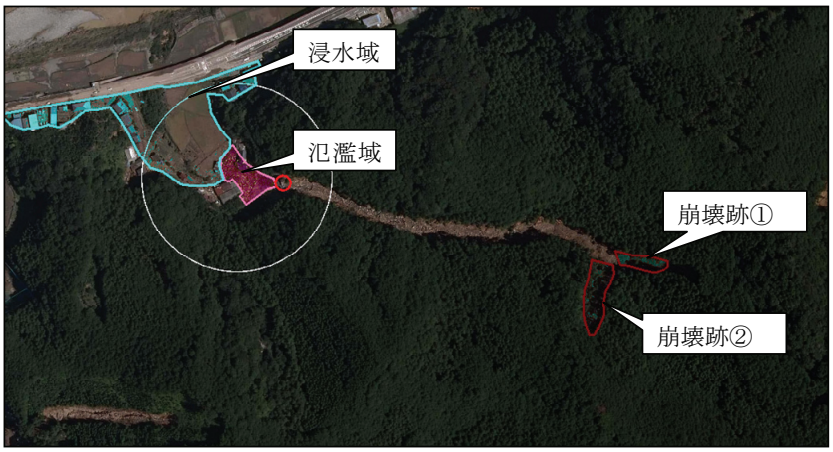


図 5.2.2　土石流の範囲(出典：国土地理院 HP
(http://saigai.gsi.go.jp/2011typhoon12/index.html，平成 23 年 9 月 6 日撮影)

写真 5.2.1　崩壊跡①(幅 13m×奥行 60m，手前は棚田の石積も崩壊している)

写真 5.2.2　崩壊跡①(高さ 2m，DM～DH 級の花崗斑岩が露岩する)

写真 5.2.3　崩壊跡①(写真 5.2.1 のポール付近，パイピング跡)

写真 5.2.4　崩壊跡①(崩壊した渓床には，DH 級の花崗斑岩が露岩する)

写真 5.2.5　崩壊跡②(幅 21m×奥行 70m,
崩積土と強風化岩の崩壊)

写真 5.2.6　土石流(渓流幅 26m, 渓床を土石流が
流れ, 両岸に基盤岩が露岩する

写真 5.2.7　氾濫開始点(石積堰堤付近から氾濫.
堰堤の一部が破損している)

写真 5.2.8　氾濫域(氾濫土砂と倒木により
数戸の人家が倒壊する)

写真 5.2.9　氾濫域(国道 168 号から氾濫域を撮影.
田畑や民家の一部では, 熊野川の氾濫
で浸水)

写真 5.2.10　浸水域 (浸水痕　H=1.3m,
周辺の民家は床上浸水)

3) 南桧杖②

a) 概要

新宮市では，台風12号の降雨により8/30～9/4にかけて773mmの連続雨量が記録された．また，4日3時57分までの1時間に132.5mmという集中豪雨が確認されている(気象庁HPより)．本地域では，二本の沢の標高230m，200m地点を源頭部とする土石流が発生し，標高20m弱の低地部に押し寄せた．低地では，熊野川の氾濫と沢水の供給により，現道(迂回市道)から約2mの高さまで浸水した．

周辺の地質は，新第三紀に貫入した熊野酸性火成岩類の花崗斑岩(Gp)である．花崗斑岩は，粗粒・塊状な硬質岩盤であり，岩盤生成時の急速冷却により柱状節理が発達している．

現地調査は，平成23年10月2日に**図5.2.3**に示す範囲で実施した．崩壊・土石流の状況ならびに地質状況について**図5.2.4**に整理し，各地点の詳細状況を述べる．

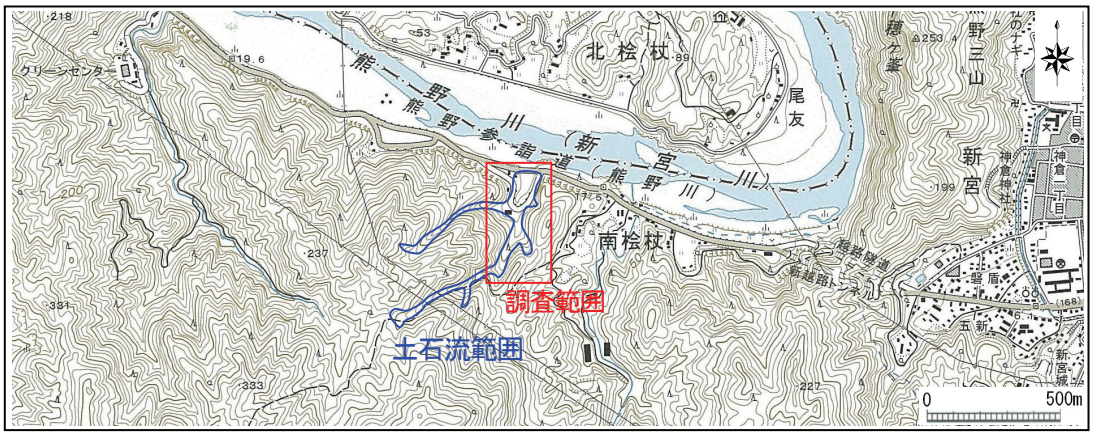


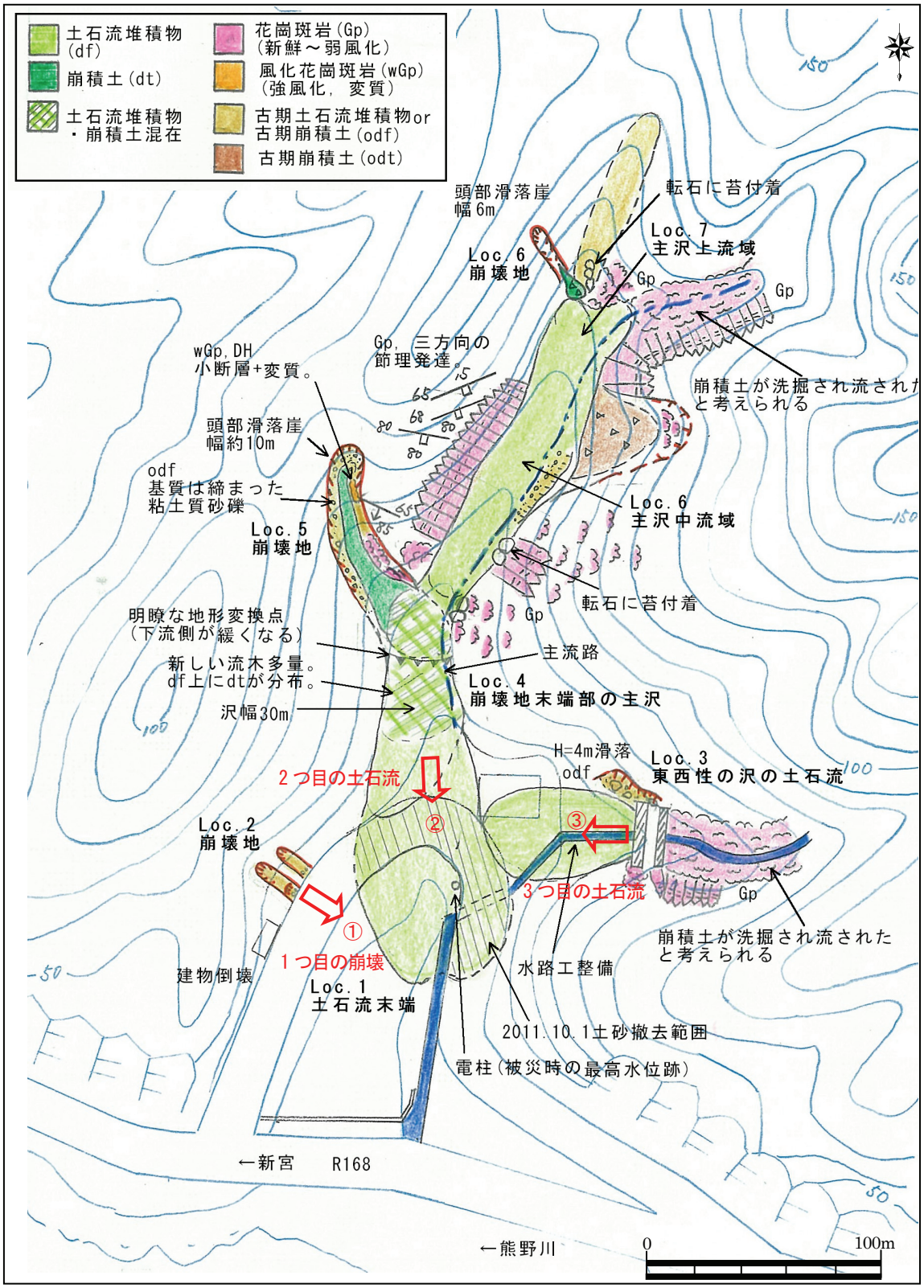
図5.2.3　地形図　出典：国土地理院1:25,000地形図「新宮」

b) 土石流末端(Loc.1，写真5.2.11，写真5.2.12)

巨礫(最大2.4×1.9×1.6mで1～2m程度散在)主体の堆積物が谷から低地にかけて分布する．巨礫は，花崗斑岩が主体であり，角の取れた亜円礫が多い．流木も多量に混在している．堆積物の一部は，除去されている．被災時の最高水位は，道路面から約2mまで上昇した(電柱の跡と地元聞き取り)．

写真5.2.11　末端部全景
上流側から撮影

写真5.2.12　迂回道路南西端から北西を撮影．
写真中の赤一点破線は被災時の最高水位．



【被災時の状況；地元聞き取り情報】
2つ目の土石流の後にボートで家を出て（すでに洪水になっていた），逃げようとしたら3つ目の土石流が来てボートから水中に落ちた．それから泳いで電柱まで行き，夜が明けるまで電柱につかまっていた．夜が明けると，反対側（1つ目の土石流が起きた斜面）にある電柱まで泳ぎ，山を越えて助けを求めに行った．3つ目の土石流が発生したのは3時半ごろと思われる．

図 5.2.4　現地調査平面図　S≒1:2,500　国土地理院 1:25,000 地形図「新宮」をベースに作成

c) 崩壊地 (Loc. 2, 写真 5.2.13, 写真 5.2.14, 写真 5.2.15)

沢地形部の崩壊である．沢中央部に土塊が残存する形で2箇所が崩壊している．末端部の土質は茶褐色の岩塊混じり粘土質砂である．礫は，φ20cm以下の亜角礫～角礫が主体であるが，亜円礫も混在している．この基質はやや締まっており，古い時代(更新世と考えられる)の崩積土もしくは土石流堆積物と考えられる．今回の崩壊は，この二次崩壊である．被災時には，主沢の土石流よりも早く轟音とともに崩壊した，とのことである(地元聞取り)．

写真 5.2.13　崩壊地全景

写真 5.2.14　北側の崩壊地末端部

写真 5.2.15
写真 5.2.14 の近接写真

d) 東西性の沢の土石流 (Loc. 3, 写真 5.2.16, 写真 5.2.17)

沢の出口には，2基の砂防堰堤が施工されている．砂防堰堤は，土石流により天端が欠損している．砂防堰堤の山側は，元々堆積していた土石流，崩壊起源の崩積土が洗い流されたと考えられ，沢～左岸にかけて硬質な花崗斑岩が露出している．右岸側は古期土石流堆積物が分布しており，被災により洗掘されている．

この沢の土石流は，被災最終段階で発生した．これにより，避難していた家屋が破壊され人的被害につながった(地元聞取り)．

写真 5.2.16　東西性の沢全景

写真 5.2.17　砂防堰堤の天端欠損

e) 崩壊地(Loc. 5, 写真 5. 2. 18, 写真 5. 2. 19) と崩壊地末端部の主沢(Loc. 4, 写真 5. 2. 20)

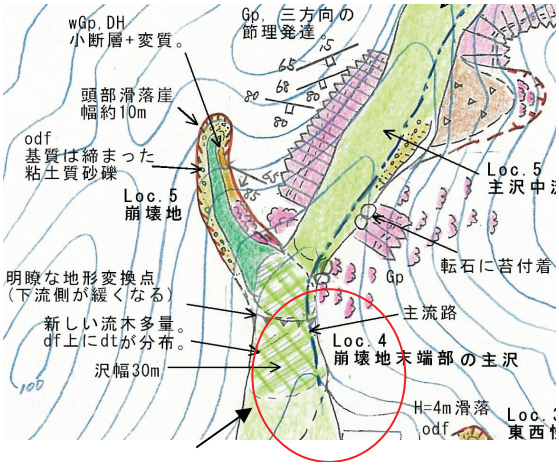
Loc. 5の崩壊は，元々が沢地形の位置で発生した．崩壊地の右岸側には，基質の締まった古期崩積土もしくは古期土石流堆積物が分布している．崩壊地の左岸側には花崗斑岩が露出している．斜面上部の露頭に，小断層が認められ，周辺の変質・風化が進んでいる．

写真 5. 2. 18　崩壊地全景

右岸側の滑落崖には，岩塊混じり粘土混じり砂礫主体の古期崩壊土(odt)が分布している．湧水を伴い，現況でも表層崩壊が継続的に発生している．

主沢には，幅30mの範囲に巨礫主体の土石流堆積物が分布している．Loc. 5の崩壊地末端部の主沢は，新しい流木が多く，表層に巨礫の露出が少ない．主沢では，この区間の上流側，下流側ともに巨礫主体の土石流堆積物が表層を覆っている．このことから，Loc. 5の崩壊は災害の最終に近い段階で発生した可能性が高いと推察する．

写真 5. 2. 19　右岸側滑落崖



崩壊地から供給された土砂・流木が沢の上部を被覆している．

写真 5. 2. 20　主沢を上流に向かい撮影

f) 主沢の中流域(Loc. 6, 写真 5. 2. 21)

主沢には，巨礫主体の土石流堆積物が分布している．右岸側には，Loc. 5崩壊地の上流側に花崗斑岩の連続露頭が分布している．花崗斑岩は，三方向の節理が発達し，特に鉛直の節理が目立つ．新しい崩落跡は見られない．左岸側は，斜面上部に花崗斑岩の露頭があり落石を発生させている．落石には苔が付着しており，土石流の起源ではないと考えられる．

写真 5. 2. 21　上流側を撮影

g) 主沢の上流域(Loc. 7, 写真 5. 2. 22)

主沢は，西側にやや屈曲した方向に続いており，この上流側では，元々堆積していた土石流，崩壊起源の崩積土が洗い流されたと考えられ，河床～左岸側に花崗斑岩が連続的に露出している．主沢から直線的に伸びる沢には古い時代の土石流堆積物が分布している．また，北北東-南南西の沢では，崩壊が発生し巨礫を供給しているが，これらのほとんどが主沢に至っていない．

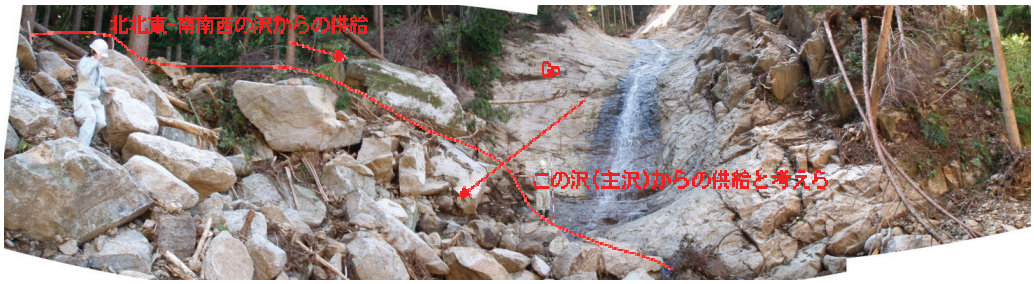


写真 5. 2. 22　南西方向に向かう沢が主沢となる．この沢底～左岸側には連続的に花崗斑岩が露出する．

h) 土石流源頭部の状況と土石流の発生機構の推察

本調査では，土石流の源頭部の確認は実施できなかった．ここでは，下流部の現地調査結果と航空写真(図5. 2. 5)，地形図から，源頭部の地山状況について推察した．

下流部では，岩盤の新規崩壊が少なく，土石流堆積物は花崗斑岩の亜円礫の巨礫が中心である．また，空中写真の源頭部は茶褐色を呈しており，新鮮岩盤とは考えにくい．以上から，源頭部の崩壊は，古期堆積物の二次崩壊もしくはコアストン(風化核となる巨礫)を含む強風化土砂状岩盤の新規崩壊と考えられる．瀬田他(1983)では，「那智勝浦周辺の土石流は火成岩地山で発生しており，過去の地すべりや土石流の堆積物の二次的な移動が多い」，と報告されている[1)]．この報告を参照すると，当地の土石流は谷を埋める古期の土石流堆積物や崩積土の移動が中心と推察する．

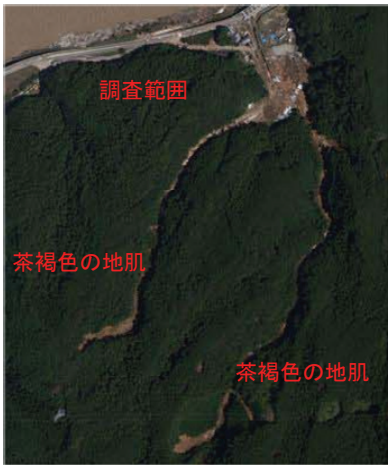


図. 5. 2. 5　源頭部の空中写真
出典：国土地理院 HP(9/6 撮影の航空写真)

参考文献

1)　色川地域の土石流災害(1983)，瀬田・山本・後，熊野誌第二十九号．

4) 南桧杖③

この現場は，**図5.2.6**に示すように，南桧杖④より600mほど熊野川の下流側にあった．2か所で崩壊が発生し，直下の道路に流下するところでは，崩壊経路が部分的に重なっていた．崩壊現場では多数の巨礫が見られたが，南桧杖④と同じく花崗斑岩からなる(**写真5.2.23**)．斜面の崩壊形態としては，山崩れと土石流の中間的な性質をもったものと位置づけられそうである．現地では，落石や山腹崩壊に対する応急対策として，**写真5.2.24**に示すような土留め壁が設けられていた．2か所の崩壊のうち，土量の大きい斜面に向かって右側の崩壊部は，源頭部までの水平距離145m，傾斜角32度，土量の小さい斜面に向かって左側の崩壊部は，源頭部までの水平距離90m，傾斜角28度であり，かなりの傾斜角を有していることが分かる．流下した崩壊物は，道路の擁壁を超えるところで幅が13m程度になり，それが道路および川沿いの空き地を超えて熊野川に流入するところでは幅60m程度まで扇形に広がっていた．扇形部での平均堆積厚さは3m程度と見込まれ，結局，流出土砂量は1800m^{3}程度と推定される．

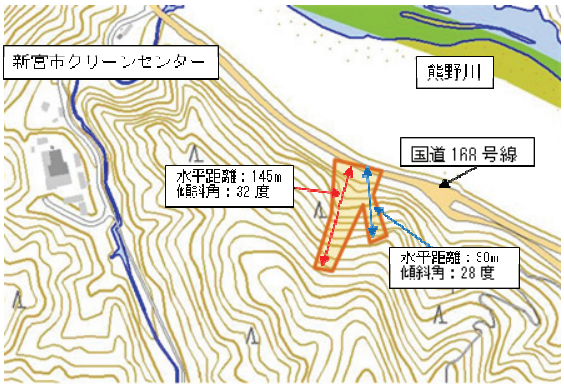


図.5.2.6　南桧杖③における山崩れ現場

写真 5.2.23　土石流源頭部を望む

写真 5.2.24　応急防災対策

5) 南桧杖④

土石流は，**図5.2.7**に示すように，新宮市クリーンセンターの一角にある建屋敷地山際から谷沿いに200m（水平距離）ほど上った所から発生している．源頭部から200mほどは，傾斜角18～19度，幅12～16mであり，その後50mほどは扇形に広がっている．この扇形部は，末端部で幅60m，傾斜角8度程度であった．土石流は，その後，敷地に面する道路を超え，道路に沿う小河川に流入し，クリーンセンターの下流部施設に流入した後，最終的には熊野川に達したものと想定される．土石流の流下した後を観察すると，**写真5.2.25**，**写真5.2.26**に示すように，人の背丈ほどもあるような巨礫が多数残されていた．これらの礫は，典型的な花崗斑岩である．流下した巨礫等によって削られた側面部を見ると，**写真5.2.26**からも

明らかなように，礫と土砂が混じったような状態で厚く堆積しており，この場所が過去何回も同様な土石流を経験したことが推察された．この土石流によって倉庫風の建屋が完全に破壊され，また事務所風の建屋もほぼ使用不可能状態となっていた(**写真5.2.27**参照)．源頭部からの急傾斜流下部の面積，深さ，および扇形部の面積および堆積厚さから判断して，およそ5000㎥の土砂が流出したものと推定される．

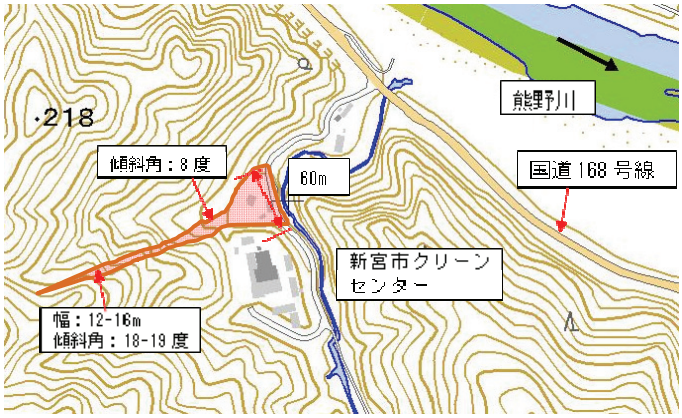


図.5.2.7　南桧杖④における土石流

写真 5.2.25　土石流上流部における崩壊状況

写真 5.2.26　崩壊部の側面部の状況

写真 5.2.27　土石流末端より上流部を望む

5.3 新宮市相賀(土石流，洪水)

1)土石流被害

新宮市相賀地区の位置を図5.3.1に示す．相賀地区は熊野川河口から約10km上流にあり，大規模な砂州が形成されている熊野川本流の両岸にいくつかの人家が存在している．住居の多くは湾曲の内岸にあたる左岸の段丘上に位置しており，土石流等の直撃を受けた形跡が認められなかったため，今回調査対象としなかった．熊野川の右岸側（湾曲外岸側）には建設関連の事業所があり，熊野川右支渓から流出した土石流によって被災している．

図 5.3.1 新宮市相賀地区における調査箇所(背景画像には Google マップを使用)

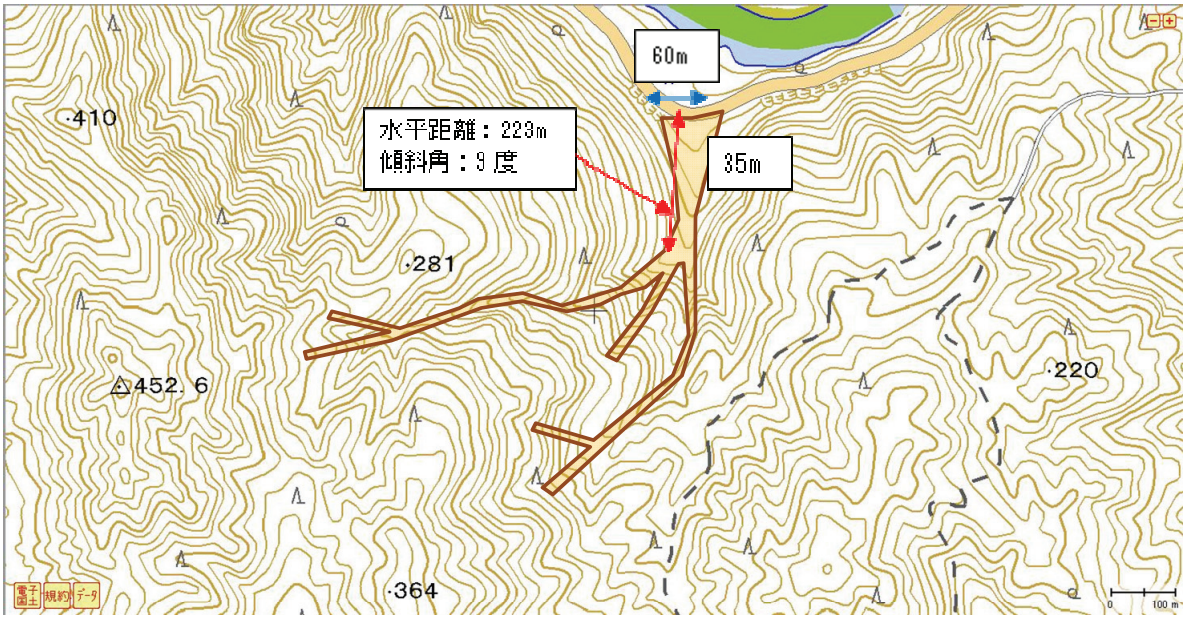


図 5.3.2 相賀における土石流の痕跡

痕跡から判断する限り，土石流は**図5.3.2**に示すように，熊野川右支渓を300～600mほど遡った3地点から発生している．国道168号に流出し，道路を超えて事業所敷地内に流入した(**写真5.3.1**参照)．事業所は国道と熊野川本川との間のわずかな平坦部に立地していたが，おそらくはかつての土石流堆積地形を利用したものと考えられる.国道上に流出した幅は約60mであり,国道へ流出する直前の流路幅は約50m,流路の深さは約6mであった.

写真 5.3.1 谷出口の状況

流出した土石流の最大粒径は約3mで，粒径30～50cmの材料が多くを占めていた．3本の支流の合流点より上下流で勾配は大きく変化し，すぐ下流が谷出口となっている．合流点より上流側は30度近い急勾配であるのに対し，下流側は5～7度程度であった．この勾配変化と谷幅の拡大により，ここより下流の領域で大規模に土石流が堆積した状況が見られた(**写真5.3.2**参照)．そのため，土石流の本体部分は事業所敷地を超えて熊野川本川に到達することはなかったと考えられる．少し判別しづらいが，**写真5.3.2**の中央付近に水平方向に小さい木々の列が確認できる．これらは事業所敷地と熊野川本川との境界に植えられているもので，これらが影響を受けていないことからも，土石流の直接的な本川への流出がなかったことは明らかである.

写真 5.3.2 支渓合流点直下の状況

残念ながら，上流部では渓床勾配が大きく(約30度あるいはそれ以上)，ほとんどの部分で花崗斑岩からなる基岩が露出し，源頭部までさかのぼることはできなかった．**写真5.3.3**～**写真5.3.5**に下流側から撮影した3つの支渓の状況を示す．西側支渓は下流側河床上に土砂が一部残されているが，中央の支渓と東側の支渓はほぼすべての河床堆積物が流出したことが見て取れる.

写真 5.3.3 西側支渓の河床状況

写真 5.3.4 中央支渓の河床状況

写真 5.3.5 東側支渓の河床状況

2)高田川氾濫による家屋浸水および流出

図5.3.3に，高田川の氾濫による被害箇所を示す．当該箇所は，熊野川との合流部から約2㎞上流に位置している．当該箇所のうち，上流側では家屋1棟が浸水(**写真5.3.6**，**写真5.3.7**)，下流側では家屋2棟が流出した．浸水箇所は道路敷から5m程度の高台に位置するが，氾濫時には家屋の屋根まで水位上昇したとの証言が住民より得られた．**写真5.3.8**に示す水位の痕跡より，道路敷から約8mの水位上昇があったことが確認された．

下流側の家屋流出箇所は，3棟の家屋のうち上流に位置する2棟が流出している(**写真5.3.9**，**写真5.3.10**)．その原因には，上流直近の橋梁に起因する洪水時のせき上げにより水かさが増したこと，あるいは湾曲部内側に発生した乱流や渦が影響したなどが考えられる．

図 5.3.3 高田川の氾濫による家屋浸水および流出箇所
(http://saigai.gsi.go.jp/2011typhoon12/index.html，平成 23 年 9 月 6 日撮影)

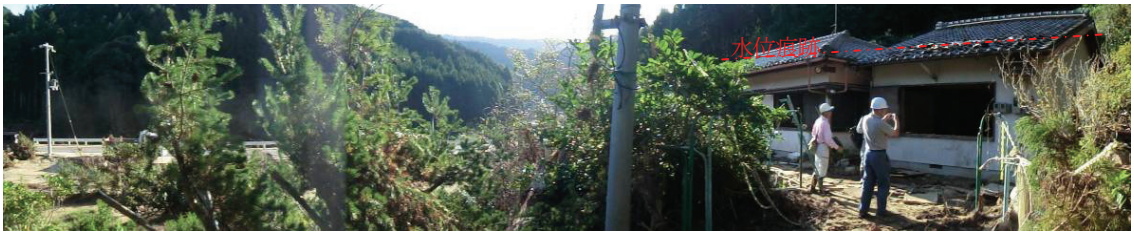


写真 5.3.6 上流側家屋の浸水の痕跡

写真 5.3.7 浸水した上流側家屋の状況

写真 5.3.8 電柱に付着した水位痕跡

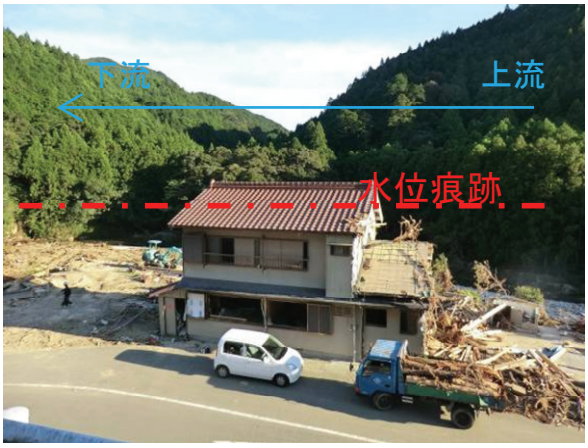


写真 5.3.9 下流側の残存家屋の水位痕跡

写真 5.3.10 下流側の流出家屋と橋梁の位置関係

5.4 新宮市熊野川町田長(洪水)

1)調査箇所

新宮市熊野川町田長で発生した2か所の洪水被害について，**図5.4.1**に調査位置図を示す.

図 5.4.1 熊野川流域田長地区の調査地点（赤枠内が調査地点.）

出典：国土地理院 HP(http://saigai.gsi.go.jp/2011typhoon12/index.html， 平成 23 年 9 月 6 日撮影)

2) 田長地区熊野川上流側

この地点では，国道168号の道路面を越える洪水が発生した(**写真5.4.1**)．通常時は道路面から川の水面までの標高差が15m程度，川幅50～100m程度と想定されるが，降雨ピーク時には河川敷とその周辺の低地まで川幅が広がり，水位上昇は15m以上，川幅は200m程度になったと推察される.

写真 5.4.1 国道 168 号の斜面

写真 5.4.2　国道 168 号線から見た熊野川

写真 5.4.3 国道 168 号線から見た熊野川対岸

写真 5.4.4　国道 168 号線の側溝部

3) 田長地区道の駅付近

熊野川水面から道の駅周辺道路の地表面との標高差は10m程度と推測される．道の駅の建物は高さ7m程度であるが，高さ6m程度に位置する天窓のガラスは割れており(**写真5.4.5**)，この高さまでは水に浸かったと考えられる．また，その建物の下流側では電話BOXや木もなぎ倒されている状況であり，水流の勢いを示している．

写真 5.4.5　道の駅周辺状況 1

写真 5.4.6　道の駅敷地内①

写真 5.4.7　道の駅敷地内②

写真 5.4.8　国道 168 号線沿い（田長～相賀間 1）

写真 5.4.9　国道 168 号線沿い（田長～相賀間 2）

5.5 新宮市熊野川町日足(洪水)

1)地形

調査地は熊野川と支流の赤木川の合流点に位置する集落である(**図5.5.1**)．当該地は，近傍の熊野川流域の中では際立って幅の広い低地を有しているが，直下流の田長から浅里間では低地の分布がほとんどない狭窄部となっており，ボトルネック様を呈している．集落は主に，低地を走る国道168号から背後の山地に至るまでの緩やかな傾斜地に形成されている．

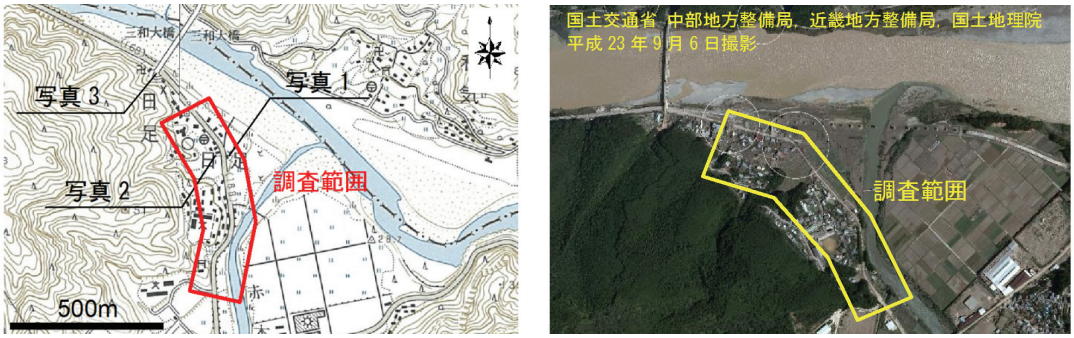


図 5.5.1 調査地の近傍の地形図（国土地理院 1:25,000 地形図「大里」「本宮」）

2)被災状況

国道沿いのガソリンスタンドの窓に残る跡から，被災時の最高水位は道路面から約2.2mまで上昇したとみられる(**写真5.5.1**)．国道に近いレベルの畑地や家屋への浸水により，土砂堆積，家屋の外壁の破損や瓦の剥がれなどが認められたが，家屋倒壊には至っていない(**写真5.5.2**，**写真5.5.3**)．ただし，小屋の倒壊が一か所で確認された．日足集落から数100m上流に位置する三和大橋では，路面や梁部に掛かる流木が多数確認されたことから，少なくとも三和大橋の路面レベルまでは水位が上昇したとみられる(**写真5.5.4**)．

写真 5.5.1　ガラス窓に残る水位（黄色破線）

写真 5.5.2　被災家屋状況

写真 5.5.3　畑地に堆積する土砂

写真 5.5.4　三和大橋に掛かる流木

5.6　新宮市熊野川町宮井(洪水)

1)地形

調査地は熊野川と支流の北山川の合流点に位置し，宮井大橋の上流約1kmの集落である(**図5.6.1**)．当該地の熊野川は上下流側を屈曲部に挟まれた緩やかな湾曲部に当たり，川幅が狭く，北山川の合流点より下流に向かって徐々に川幅が広くなっていく傾向にある．また，集落の背後には急峻な山地が迫っており，山地と河川に挟まれた狭長な低地に沿って民家が立ち並ぶ．

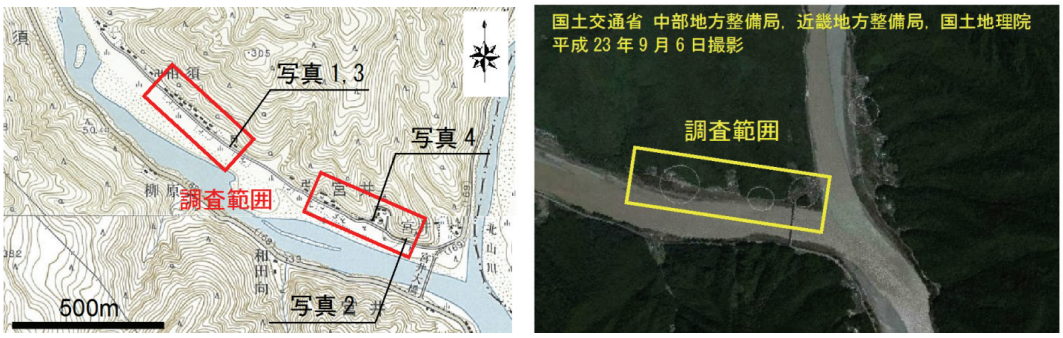


図 5.6.1　調査地の近傍の地形図（国土地理院 1:25,000 地形図「伏拝」）

2)被災状況

電線への漂流物の付着状況から，道路面から5～6mまで水位が上昇したとみられる(**写真5.6.1**)．また，宮井大橋付近では電柱の屈曲と木造の小屋の倒壊が確認されたほか(**写真5.6.2**)，林地や田畑への土砂・流木の堆積が認められた(**写真5.6.3**)．家屋への浸水はあったが倒壊には至っていない(**写真5.6.4**)．また，上流側の相須地区では家屋2階まで浸水し，浸水しなかったのは集落で2軒のみであった(聞き取り)．

写真 5.6.1　高所に残る漂流物

写真 5.6.2　高所に残る漂流物と小屋の倒壊

写真 5.6.3　流木の堆積と樹木の倒壊状況

写真 5.6.4　周辺家屋の状況

5.7 新宮市熊野川町四瀧(EPS 裏込め護岸崩壊，洪水)

1)地形

調査地は，熊野川に架かる宮井大橋から北山川右岸上流約500mの国道169号上に位置する(**図5.7.1**)．現地の概略断面図を**図5.7.2**に示す．本被災箇所の起点側(奈良方面)約1kmの四瀧トンネルは平成20年3月竣工，その先の九重地区では道路拡幅工事が行われているなど，改良工事が進められている区間である．当該道路は，断面構成は両側2車線＋歩道，歩車道境界にはガードレール，川側の歩道端部には転落防止柵が設置され，歩道と一部の車道幅直下には，擁壁の土圧軽減のため裏込め材として発砲スチロールブロックが埋設されている．

図 5.7.1 EPS 裏込め護岸崩壊箇所，
出典：国土地理院 HP(http://saigai.gsi.go.jp/2011typhoon12/index.html，平成 23 年 9 月 6 日撮影)

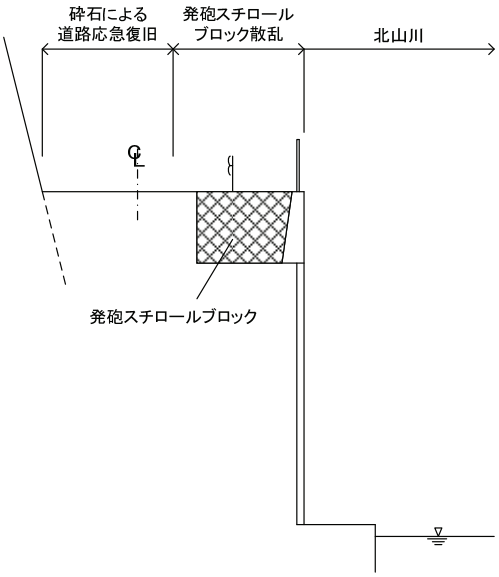


図 5.7.2 被災箇所概略断面図

2)被災状況

当該地では，歩道と車道の一部において発砲スチロールブロックが散乱し(**写真5.7.1**)，歩車道境界に設置されていたガードレールは河川側に落ちる様に曲がっている．調査時(平成23年10月2日)は片側交互通行により交通が確保されていたが，砕石で舗装が仮復旧されており，被災時は道路全幅員で道路が破壊されていたと推察される．発泡スチロールブロックが散乱している範囲ではガードレール基礎が流失し，その一部が河床に沈んでいる(**写真5.7.2**)．現場道路面における細砂の堆積やガードレールの土の付着痕(**写真5.7.3**)などから，洪水時には道路面に水位が及んだと推察される．このように道路面が破壊されている一方，**写真5.7.4**に示すとおり護岸兼用擁壁に目立った変状は見られなかった．被災箇所に散乱していた被災前道路表面を覆っていたと思われるコンクリート版の厚さ15cmと比べ(**写真5.7.5**)，発泡スチロールブロックの埋設深さは少なくとも3段相当の1.5mと厚い(**写真5.7.6**)．

以上の被災状況に基づけば，被災時において，道路面に至る設計高水位以上の水位により大きな浮力が発砲スチロールブロックに作用し，道路面を破壊したと推察される．

写真 5.7.1　発砲スチロールブロックの散乱

写真 5.7.2　ガードレール基礎と破壊された路面の流失

写真 5.7.3　道路面における浸水の痕跡

写真 5.7.4　擁壁前面の様子(変状なし)

写真 5.7.5　コンクリート版の散乱(厚さ 15cm)

写真 5.7.6　発砲スチロールブロックの底

5.8 新宮市熊野川町九重(斜面崩壊，洪水，護岸兼用軽量道路盛土の崩壊)

1)調査箇所

新宮市熊野川町九重地内で発生した斜面崩壊，九重谷川氾濫による家屋流出，および護岸兼用軽量道路盛土の崩壊について調査した．図5.8.1に調査位置図を示す．

図5.8.1 熊野川流域九重地内の調査地点（赤枠内が調査地点）
出典：国土地理院HP(http://saigai.gsi.go.jp/2011typhoon12/index.html，平成23年9月6日撮影)

2)斜面崩壊

調査地は，熊野川支流の北山川右岸に位置する(図5.8.2)．蛇行する北山川の攻撃斜面側にあたり，背後には急峻な山地が迫っている．谷底および支流河川沿いに形成された狭長な低地に沿って民家が立ち並んでいる．今回の崩壊地の近傍には，古い崩壊地形と見られる凹地の存在が地形図と空中写真から読み取ることが出来る．

調査地の地質は主に熊野層群敷屋累層から構成され，後背山地の山頂付近を大峰花崗岩類の貫入岩が分布する．熊野層群敷屋累層は新第三紀中新世の堆積岩類で，主に砂岩および砂泥互層からなる(図5.8.3)．

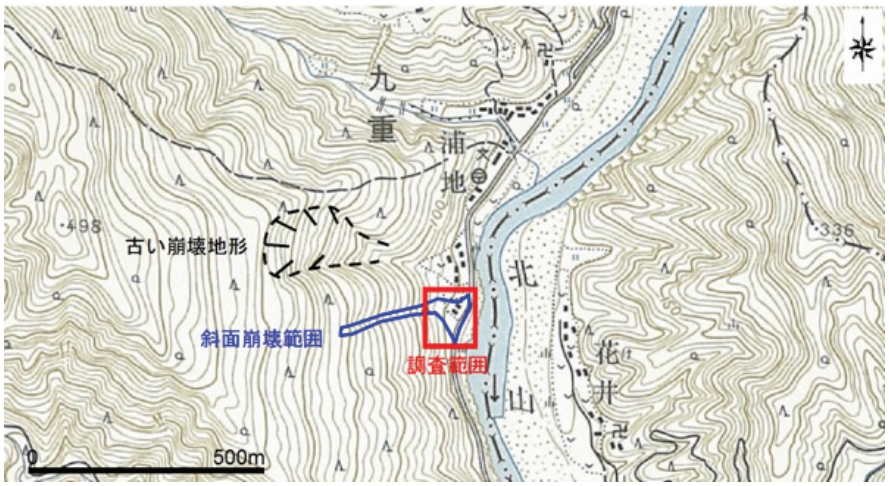


図 5.8.2 調査地近傍の地形図（国土地理院 1:25,000 地形図「伏拝」）

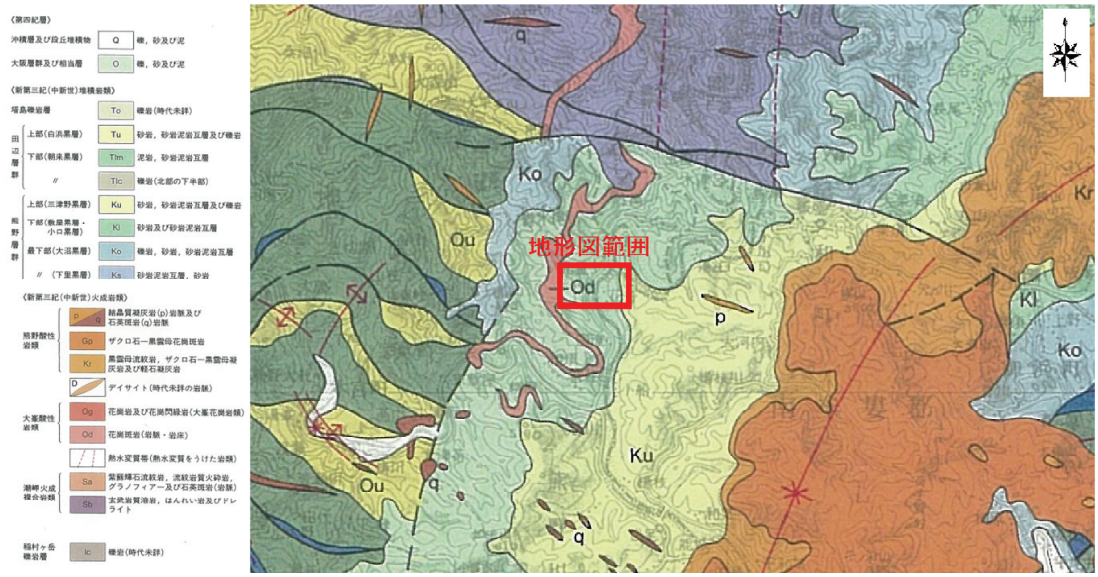


図 5.8.3　調査地近傍の地質図（「URBAN KUBOTA No.38」㈱クボタ（1999））

斜面崩壊堆積物は，φ10～20cmの泥岩を主体とし，最大φ50cm程度のやや風化の進んだ花崗斑岩を混入する(**写真5.8.1**)．特に谷の出口の地形変換点付近では，2.5m程度の巨大な泥岩岩塊が認められた．花崗斑岩は泥岩に比べ角が取れ，球状に近いものが多い．斜面崩壊堆積物は，谷の出口付近から急激に扇状に広がり，直下にある民家を押し流している(**写真5.8.2**)．

写真 5.8.1　崩積土砂の堆積状況

写真 5.8.2　斜面全景と家屋倒壊状況

谷筋は約2.5mの深さに洗掘され，熊野層群敷屋累層の泥岩が露出しており，表層数10cmを表土および崩壊土砂が覆う(**写真5.8.3**)．層理面はNS 17Eであり，斜面の傾斜角東向き28°に対して緩い流れ盤となっている．泥岩は褐色風化した表層付近と，その下位の暗灰色のものと明瞭な境界を持って分布しており，上位の風化泥岩は低角度の層理面と，卓越する高角度割れ目に沿って開口および分離が進んでおり，不安定な状態にある．

豪雨時の割れ目間への雨水の浸透により特に風化泥岩部が急激に不安定化し，崩壊に至ったとみられる．調査地の近傍には古い崩壊跡が見られることから，当該地付近では同様の機構により繰り返し崩壊が発生していた可能性がある．

写真 5.8.3　谷筋の洗掘と露岩状況

3) 九重谷川氾濫

北山川支流の九重谷川では，合流部で河川氾濫が起こった．九重谷川に架かる国道169号橋梁上1.7m程度まで浸水し，河口部の家屋は全て一階部が浸水の状態であった．付近住民の話によると，2波により氾濫が発生し，第1波が引いたあと安心していたところ，それよりも激しい第2が襲来し逃げるのに精いっぱいの状況であったとのことであった．

図 5.8.4　九重谷川氾濫域

出典：国土地理院 HP(http://saigai.gsi.go.jp/2011typhoon12/index.html，平成 23 年 9 月 6 日撮影)

写真 5.8.4　支流口部浸水高さ

写真 5.8.5　支流上流部浸水高さ

4) 護岸兼用軽量道路盛土の崩壊

写真5.8.6と**写真5.8.7**に擁壁崩壊部全景を示す．道路拡幅のため河川側に前出しされた護岸兼用軽量道路盛土が，幅50m程度にわたって崩壊している．現場は，河川がゆるやかに湾曲する内側に位置する．道路斜面の上には集落があり，その排水が暗渠による当該部から北山川に排水されている．護岸壁面は化粧版で覆われ，背後の盛土は層状に作られた発泡モルタルを金網で補強する構造となっている．基礎形式は岩盤部と土砂部で異なるが，ほとんどが岩着されている．基礎の岩盤は節理が発達した風化した粘板岩である(**写真5.8.8**)．

盛土に配置された水抜きパイプは正常に機能しているが，擁壁底面下に山からの多量の湧水が見られるとともに，部分的に壁面基礎部が流失している(**写真5.8.9**)．本現場の崩壊原因として，基礎岩盤の風化と北山川の強い流れによる基礎の洗掘，および背後地山からの多量の排水による土圧の増加が考えられる．

写真 5.8.6　護岸兼用軽量道路盛土の崩壊箇所全景(下流側)

写真 5.8.7　護岸兼用軽量道路盛土の崩壊箇所全景（上流側）

写真 5.8.8　護岸兼用軽量道路盛土の崩壊箇所全景（上流側）

写真 5.8.8　護岸兼用軽量道路盛土の崩壊箇所全景（上流側）

5.9 田辺市本宮町三越(奥番)(斜面崩壊)

1)地質と崩壊の概要

図5.9.1は崩壊地周辺の地質，図5.9.2は崩壊地周辺の地形図を示している．音無川帯(付加体)の張安スラストの破砕帯および音無川層群羽六層下部の泥岩優勢砂岩泥岩互層が崩壊している．坂泰ユニット(北)と福定ユニット(南)をわけるユニット境界スラストで，北に低角で北に傾斜する[1)]．下盤も上盤も羽六層下部の砂岩泥岩互層からなるが，崩落崖の上部の一部に下盤の砂岩泥岩互層の砂岩層が散見され，崩土滑落斜面の左側下部に上盤の泥岩優勢な砂岩泥岩互層が観察される．この崩壊は張安スラスト面を滑り面とする破砕帯の流れ盤崩壊である．崩壊の規模は，高さ100m，幅150m程度と見られる．

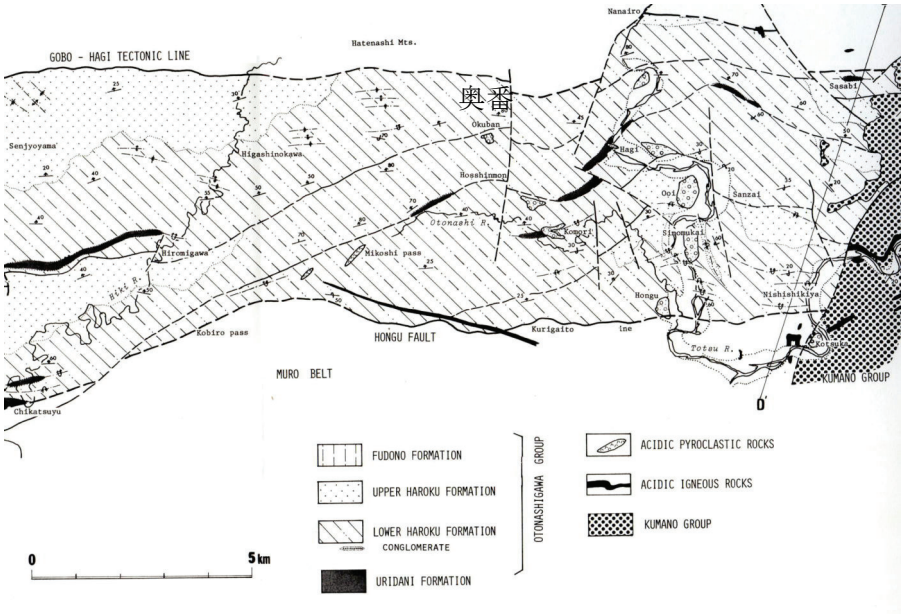


図5.9.1本宮付近の地質図[1)]

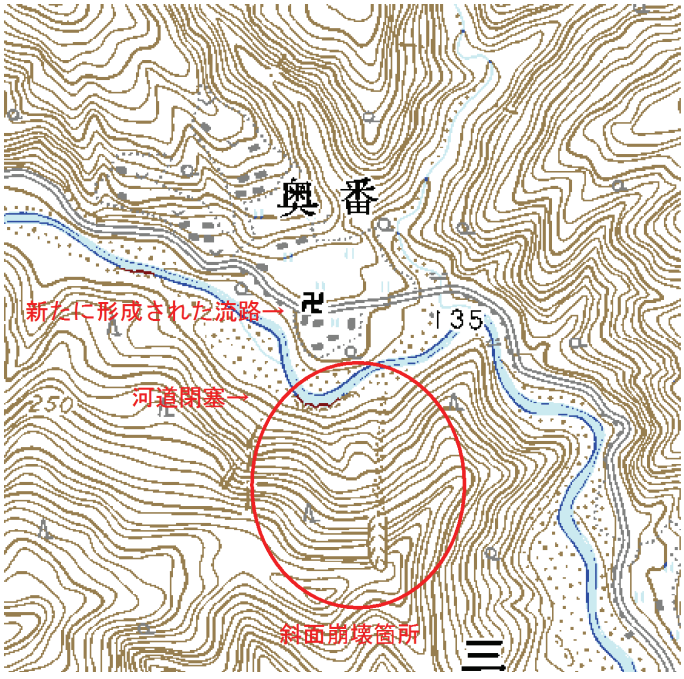


図5.9.2奥番地区の地形図[2)]

2) 地すべりダムの形成と決壊

図5.9.3は崩壊地の空中写真を示している．崩壊土砂が三越川を堰止め，地すべりダムが形成されている．地すべりダムの堤体が決壊することなく，地すべりダムから「環流地形の旧河道」を溢流・侵食して新たな河道がつくられた．その結果，新たな環流地形が形成されている．崩壊土砂はローブ状の崩壊堆積物を形成しているが，土石流は発生していない．

崩壊土砂により河道が閉塞されて，新しい河道が集落を分断して流下しているが，新しい河道の流路断面には古い崩積土が厚く堆積しており，過去の大規模な崩壊を示唆している．

三越川(奥番)では，泉正徳氏(前本宮町長)や奥番地区住人の話では，8時30分～9時頃に斜面が崩壊して河道閉塞が起こり，川幅約300mの地すべりダムができた．ダム決壊時には寺と公民館が崩れ落ちるように消失した．萩では急に三越川の水位が下がったので，住民が高所に避難して約3時間が経過した12時頃，萩では三越川の水位が3回(約15～30分の間隔)上昇した．

写真5.9.1から**写真5.9.9**は，調査時に撮影した崩壊地およびその周辺の写真を示している．

図5.9.3　奥番の崩壊と地すべりダム[3)]

写真 5.9.1 崩壊部：羽六層下部の泥岩優勢砂岩泥岩互層が広く露出する．
崩土は移動土塊，ローブ状崩壊堆積物からなる．
ローブ状崩壊堆積物の一部は環流丘陵を越流している．

写真 5.9.2 崩壊全景．三越川（新流路）右岸には地すべりダムの決壊に伴って
形成された堆積物があり，3 段の平坦面が認められる．

写真 5.9.3 溢流・侵食によって新たに形成された流路

写真 5.9.4 三越川を堰き止めた地すべりダム
右：上流側，左下：流出部

写真 5.9.5 新しい河道の流路断面の地質は古い崩壊堆積物と見られる

写真 5.9.6 下流道路盛土の流失

写真 5.9.7 下流ブロック積護岸の崩壊と道路の被災

写真 5.9.8 下流道路面の破壊

写真 5.9.9 アスファルト隆起部直下の礫

参考文献

1)はてなし団研グループ（1980）：紀伊半島四万十累帯 音無川帯の研究－層序と構造の総括－，和歌山大学教育学部紀要，自然科学，29 33-70.

2)国土地理院（1998）：数値地図 25000　田辺　発心門

3)国土地理院ホームページ　平成 23 年台風 12 号関連情報　被災地の空中写真

5.10 田辺市三越峠（道路せん断亀裂）

1)地形・地質と崩壊の概要

田辺市三越峠付近において，本宮町伏拝（国道168号）から本宮町三越に通ずる道路を寸断する複数のせん断亀裂を確認した（**図5.10.1**）．道路を横断する主要な3箇所の亀裂は200mの区間に発達し，かなり大きな規模で斜面変動が生じていることを示唆している．今後，崩壊に発展した場合には，斜面下方を流れる湯川川の河道を崩壊土砂が閉塞し土砂ダムを形成することが懸念される．

地質的にこの付近は牟婁層群と音無川層群の境界断層である本宮－皆地断層が，紀美谷複背斜による屈曲のために北西－南東へ走向を変える地点にあたり，近傍には北東－南西方向の断層とこれに平行して結晶質凝灰岩の岩脈が貫入している（**図5.10.2**，**図5.10.3**）．

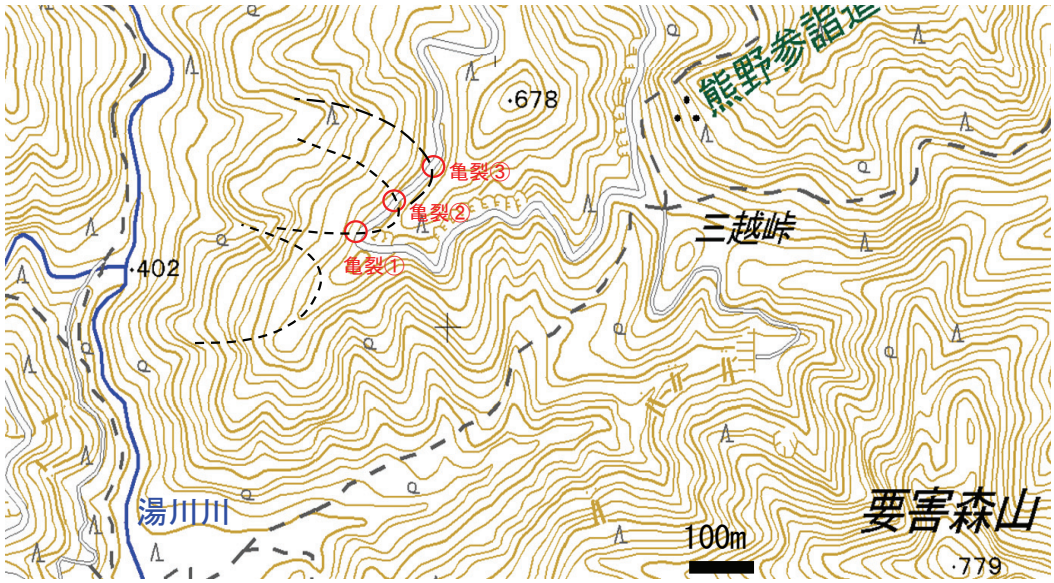


図 5.10.1　三越峠付近における亀裂確認箇所

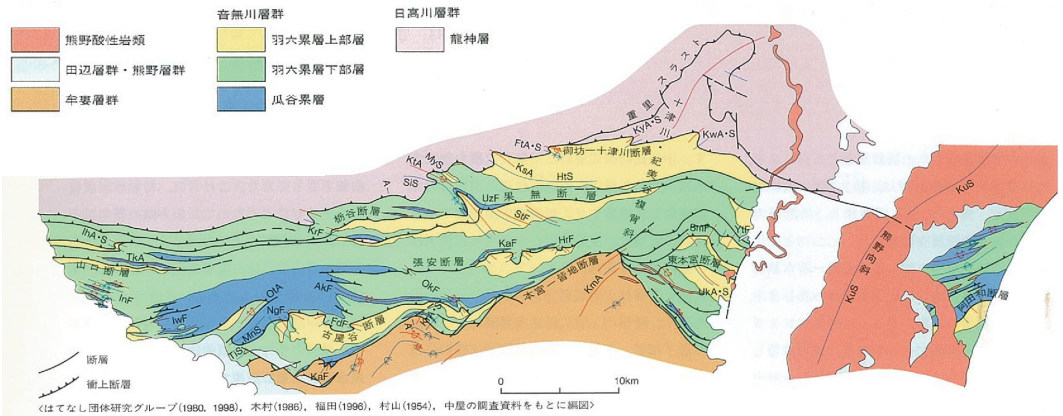


図 5.10.2　三越峠付近の地質構造

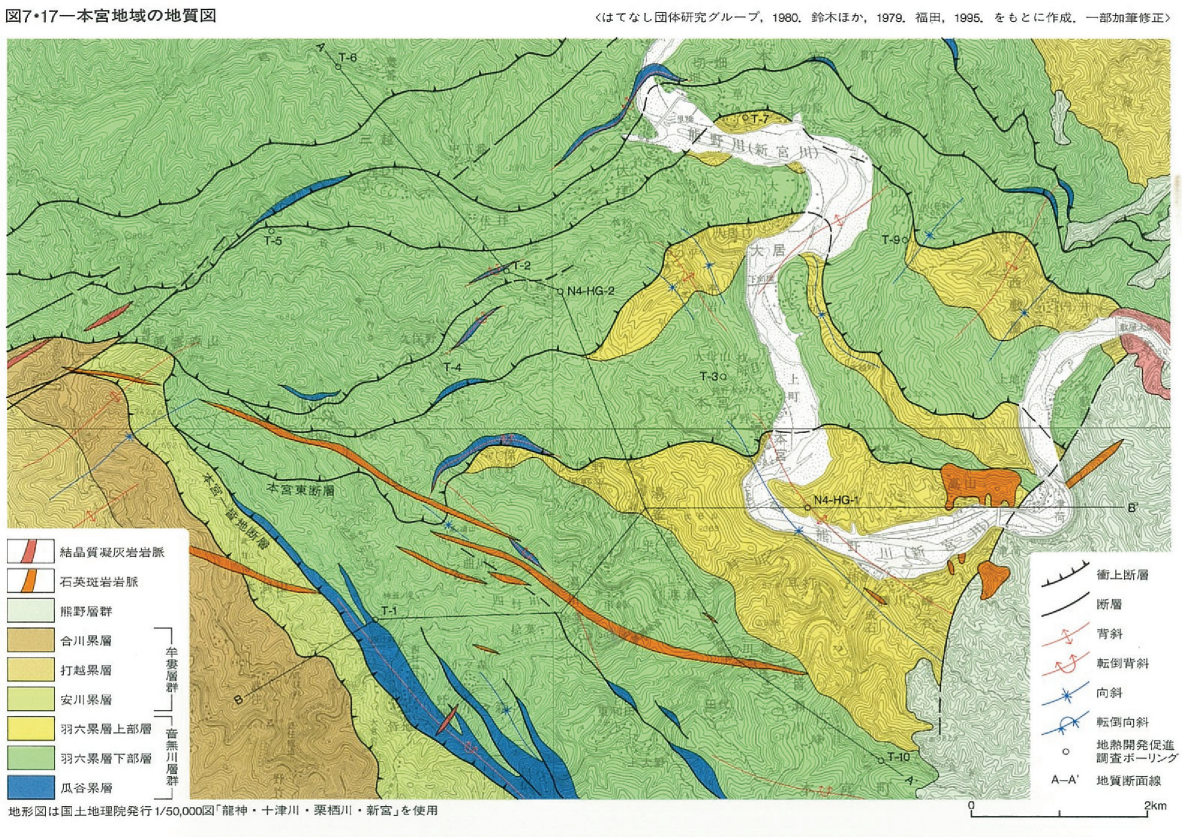


図 5.10.3　三越峠付近の地質図

2) 亀裂①（南側滑落崖）

本亀裂は1m前後の落差(亀裂を挟んで西側の路面が沈下)を伴い，道路横断方向に連続して分布している(**写真5.10.1**)．亀裂の延長部に位置する道路法面や自然斜面には小崩壊や倒木が認められる(**写真5.10.2, 写真5.10.3**)．亀裂①の周辺(亀裂①より北側)にはこれに調和的な方向の開口クラックが複数確認される(**写真5.10.4**)．これらクラックは亀裂①から離れるにつれ，変位量が小さく(長さが短く)なる傾向にある．

写真 5.10.1　亀裂①の状況(西側から撮影)

写真 5.10.2　亀裂①近景

写真 5.10.3　亀裂①の延長部の斜面崩壊
（写真 5.10.1 の右側の斜面）

写真 5.10.4　亀裂①周辺の開口クラック

3) 亀裂②（北側滑落崖）

本亀裂は亀裂①の100m程度北方で確認される．亀裂沿いの変位（落差50cm前後，相対的に南西側が斜面下方に変位）によってガードレールの変形や側溝のずれが生じている（**写真5.10.5**）．

4) 亀裂③（北側滑落崖）

亀裂②のさらに100m程度北方には道路を横断する3～4条のせん断亀裂（落差数10cm～10数cm，南西側が沈下）が確認される（**写真5.10.6**，**写真5.10.7**）．これらの亀裂によって側溝にずれが生じている（南西側が斜面下方へ変位）．

写真 5.10.5　亀裂②の状況

写真 5.10.6 亀裂③の状況
（南西側（亀裂②側）から撮影）

写真 5.10.7 亀裂③の状況（北東側から撮影）
舗装の縁に沿って開口クラックが発生. 谷側斜面ではガードレールの傾動や樹木の転倒が確認される.

写真 5.10.8 亀裂③のせん断変位に伴う側溝のずれ（北東側から撮影）

亀裂①，②沿いには新規の舗装跡が確認されることから当斜面の変動が今回の豪雨以前から生じていた可能性が高い．道路より下方の斜面状況が未確認であるため，斜面変動の範囲や活動状況等の詳細は不明瞭であるが，周辺の地形状況や亀裂①～③の状況から，当変動斜面の規模は比較的大きいものと判断される．今後これが地すべり性崩壊に発展した場合，湯川川の河道閉塞が懸念される．

6. 那智川流域(那智勝浦町)

6.1 調査位置

図6.1.1および写真6.1.1は那智川流域の調査位置を示している．今回は最上流部に位置する那智山那智大滝から土石流末端部と考えられる那智天然温泉公園付近までを調査した.ただし,時間の制約から,大門坂駐車場付近と金山・西山地区については，土石流発生範囲の全体を調査していない(図6.1.1と写真6.1.1の赤枠と黄枠)．また，土石流の発生箇所が多く，規模の大きな二ノ瀬・宝泉寺の土石流をはじめとして，いくつかを調査できていない.

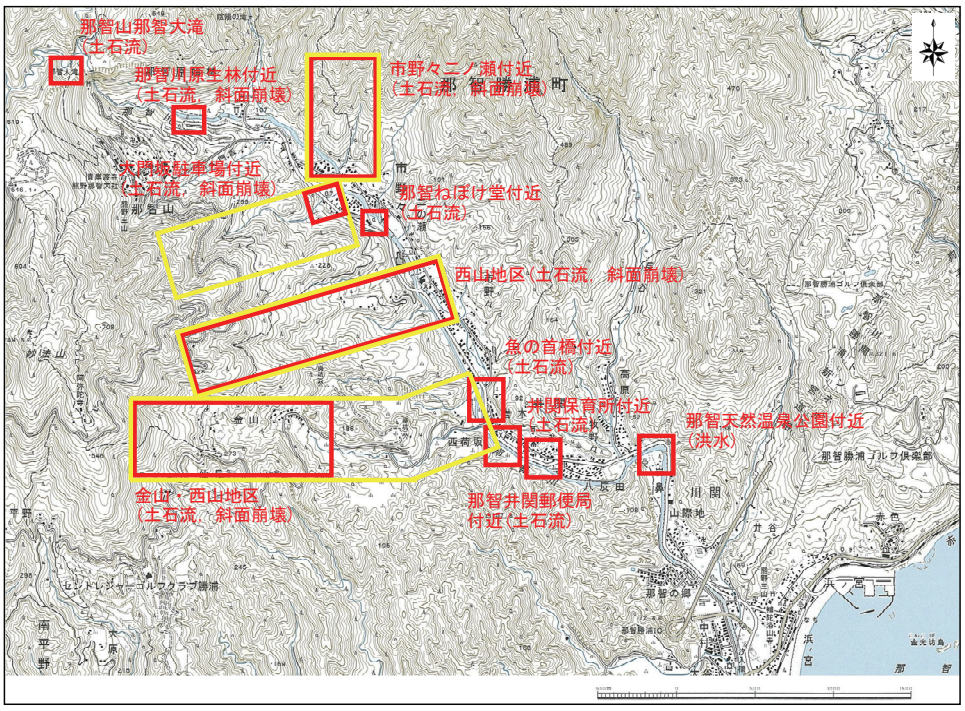


図 6.1.1 那智川流域の調査位置(赤枠内は調査地点．黄枠内は土石流の発生範囲)
出典：国土地理院 1:25,000 地形図「紀伊勝浦」「新宮」

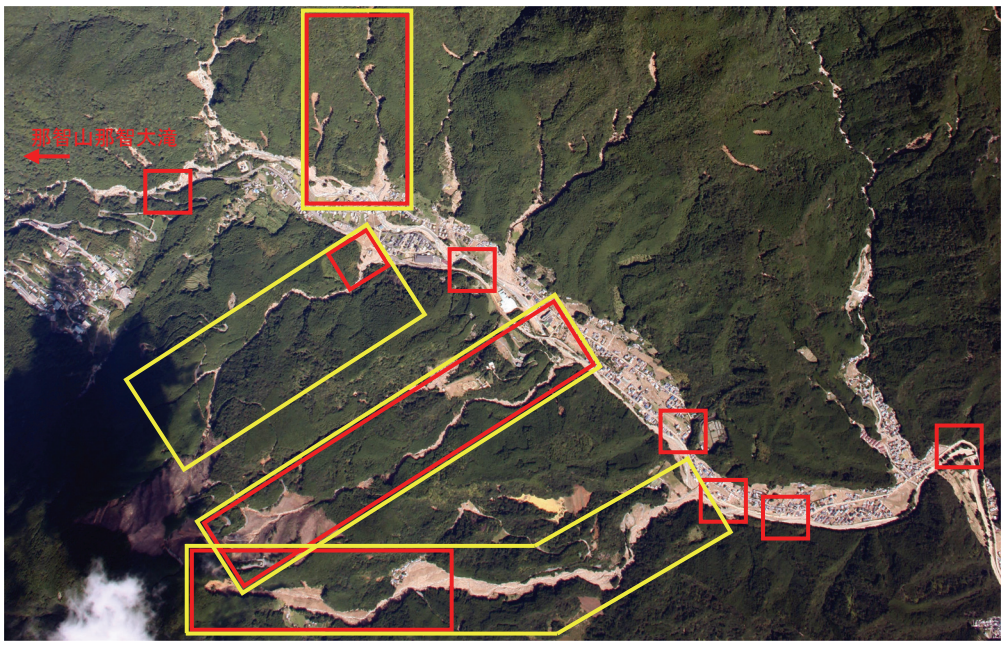


写真 6.1.1 那智川流域の調査位置(赤枠内は調査地点．黄枠内は土石流の発生範囲)
出典：国土地理院 HP(http://saigai.gsi.go.jp/2011typhoon12/index.html，平成 23 年 9 月 6 日撮影)

6.2 調査地域の地質

那智川は那智山(大雲取山965.8m他)を源流域とし，谷底平野を概ね南東に流下して那智湾に注ぐ，全長約7kmの河川である．この流域の地質は，中新統の熊野層群(「新第三紀層」)とこれを基盤として貫入(噴出)した熊野酸性火成岩類(「中新世火成岩類」)が分布する(図6.2.1)．

熊野層群は砂岩，砂岩泥岩互層，泥岩からなり，走向が一般に東西あるいは北西－南東で北，北東方向に緩く(10°～35°で)傾斜する．一部で南北性の走向を示している．熊野酸性火成岩類は主に柱状節理の発達する花崗斑岩からなり，流紋岩等を伴う．

また，那智川沿いの谷底平野には沖積層が，山地内の沢沿いには崩積土が分布し，沢末端部では扇状地が広がっている所が見られる．崩積土は那智川周辺に広く，そして厚く堆積している．この崩積土は，熊野酸性火成岩類の分布域と周辺地域では花崗斑岩の礫及び風化生成物からなる．熊野酸性火成岩体の近傍では熊野層群分布域においても熊野層群起源の礫がまれに含まれる程度で，主に花崗斑岩礫からなる．花崗斑岩とその近傍で発生した崩壊では，崩積土の大部分が花崗斑岩礫からなる．

今回の崩壊は基盤の風化帯及び崩積土分布域で発生し，これらの崩壊土砂は崩積土などとともに土石流化して流下している．花崗斑岩分布域は基盤岩の熊野層群に比して風化に強く堅硬であるため急峻な地形であるのに対し，熊野層群分布域はやや緩斜面をなしている．このため，熊野層群分布域の谷中には多くの崩壊土砂が堆積している．

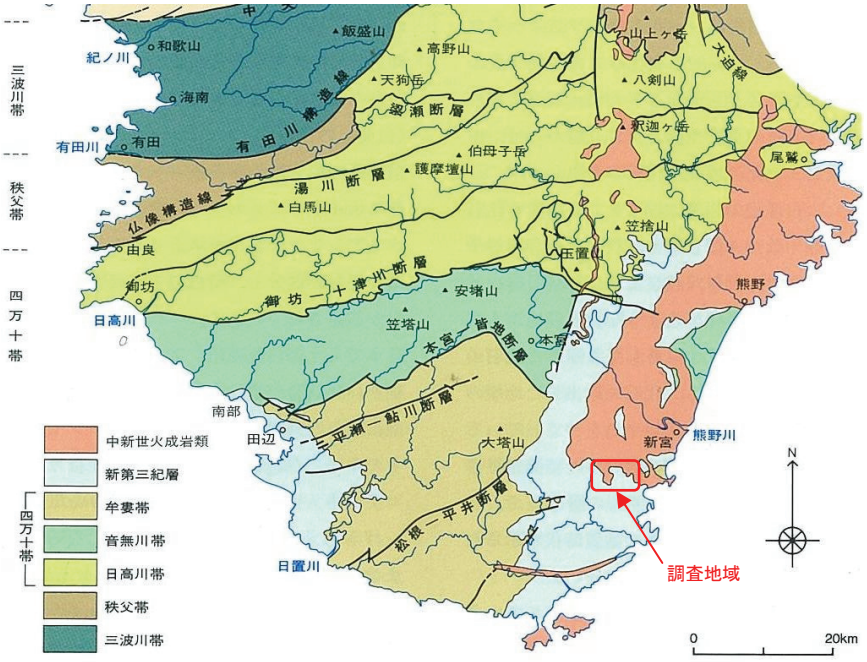


図 6.2.1 紀伊半島の地質と調査地域

出典：中屋志津男・原田哲朗・吉松敏隆(1999)：25 万分の 1「紀伊半島四万十帯の地質図」，アーバンクボタ 38 号

6.3 那智山那智大滝(土石流)

世界文化遺産に登録されている那智大滝周辺斜面が土砂崩壊し(**図6.3.1**, **写真6.3.1**), 飛瀧神社が被害を受けたほか, 大滝前面の滝壺や渓流に大量の崩壊土および流木が堆積した. 那智大滝は滝に向かって観滝台のある左側の斜面から樹木とともに大量の岩石が崩壊し(**写真6.3.2**), 滝壺および渓流に堆積して景観を大きく変化させている(**写真6.3.3**, **写真6.3.4**, **写真6.3.5**). 滝前の飛瀧神社遙拝所前面も大きくえぐられており, 一部立ち入り禁止の措置が取られている(**写真6.3.6**).

崩壊は那智川流域の他の崩壊地と同様に花崗斑岩の巨礫が崩壊したものである. 神社の周辺には今回崩壊した土石と同様な岩塊が多く見られ, 過去に何度も同様な崩壊が発生していたと推察される. この地区の崩壊状況は, 他地区の土石流と異なり, 基盤岩上の花崗斑岩が崩壊したのではなく, 過去に崩壊して堆積していた不安定な崩壊土砂が大量の降雨および洗掘等により崩壊したものと考える.

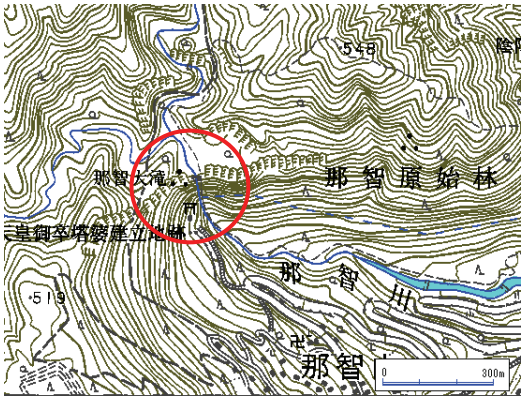


図 6.3.1 調査位置図(国土地理院 1:25,000 地形図「新宮」を使用)

写真 6.3.1 飛瀧神社から見た那智大滝(被災後)

写真 6.3.2 観滝台下部の崩壊

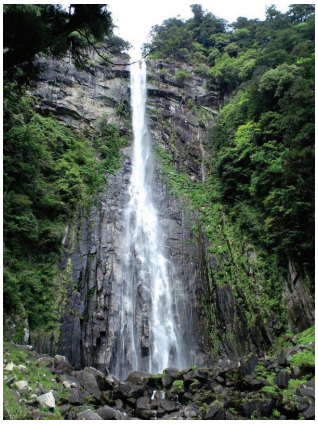


写真 6.3.3 那智大滝(被災前)

写真 6.3.4 那智大滝(被災後)

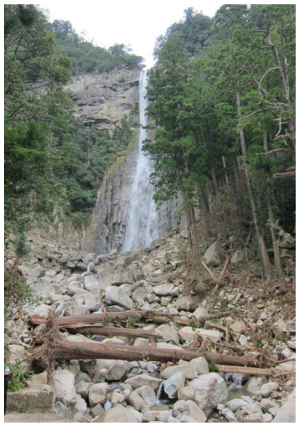


写真 6.3.5 崩壊岩石堆積状況

写真 6.3.6 瀧遙拝所前面の崩壊状況

6.4 那智原生林付近(土石流，斜面崩壊)

那智山荘上流の崩壊地(**図6.4.1**，**写真6.4.1**，**写真6.4.2**)は，基盤岩の旧土石流堆積物が強風化泥岩を巻き込む形ですべったものである．旧土石流堆積物は，岩塊混じり粘土質砂，強風化泥岩は固結砂質粘土状を呈しており，軟質である．現河床は，**図6.4.2**に示すように，崩壊地下方のみ谷状にえぐられた形状を呈している．また，この下流側には泥岩の固結土砂状転石が点在している．このことから，崩壊は一連の土砂災害の初期に土石流による斜面末端部の侵食によって発生し，川を閉塞するような形状で崩壊土砂が堆積したと考える．最終的には，軟質な崩壊土砂が崩壊地方向から供給される沢水により流出したと推察される．

那智山荘の住民の方の証言によれば，梅雨の時期には川の水位が2mぐらいになることはあるが，今回は川幅が普段の4～5倍まで拡大し，川の水位が4m以上上昇した．そのため，家屋が50cm程度浸水し，堤防および家屋の基礎部は土石流(最大粒径が2mの巨礫を含む)による侵食で被害を受けた.左岸(住宅と反対側)は土石流によって数m浸食されている(**写真6.4.3**)．当日は10時頃に停電になり，携帯電話も使えなくなった．夜中には川の水位は4m近くになり，2時半ごろに裏庭(上流側)で轟音がした．翌朝になって自宅2階から裏庭を見ると，裏庭が削られ，アトリエが流されていた(**写真6.4.4**)．2時半ごろの轟音は流木がアトリエにぶつかった音と思われる．また，この地区では3～4年前にも大雨による斜面の崩落(**写真6.4.5**)で，道路が閉鎖されたことがある．今回も同じような斜面の崩壊と，河川の浸食による護岸の基礎部の洗掘が広範囲に及んでいた(**写真6.4.6**から**写真6.4.8**)．

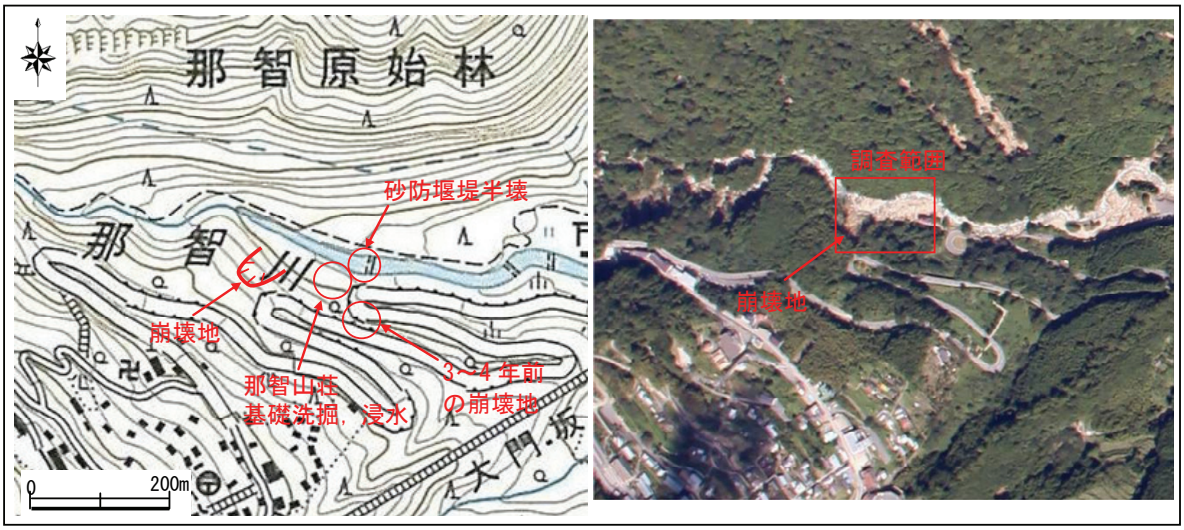


図 6.4.1 那智原生林付近の地形図(S≒10,000)と災害後の航空写真
地形図の出典　：国土地理院 1:25,000 地形図「新宮」
航空写真の出典：国土地理院 HP(http://zgate.gsi.go.jp/SaigaiShuyaku/20110906/index2.htm)

写真 6.4.1 那智山荘から見た那智川(上流側)1

写真 6.4.2 那智川上流から見た那智山荘

図 6.4.2 那智山荘上流の崩壊地～那智川河床

写真 6.4.3 那智山荘から見た那智川(左岸側)

写真 6.4.4 那智山荘から見た那智川(上流側)2

写真 6.4.5 3-4 年前の崩壊地

写真 6.4.6 那智山荘近くの崩壊地 1

写真 6.4.7 那智山荘近くの崩壊地 2

写真 6.4.8 浸食による護岸基礎部の洗掘

6.5 市野々二ノ瀬付近(土石流，斜面崩壊)

1)斜面崩壊・土石流の状況

図6.5.1に調査位置，**写真6.5.1**に災害後の空中写真，**写真6.5.2**に全景写真を示す．ここでは，調査地を那智川の支沢aと支沢bとに区分する．

支沢a；2つの崩壊が発生し(**写真6.5.3**)，崩壊土砂は沢沿いに堆積していた崩積土と共に，沢筋に沿って土石流化し，那智川まで流出したものと考えられる．2つの崩壊の規模は幅約10mと30m程度で滑落崖の那智川河床からの比高は150から180m程度である．

支沢b；支沢bは下流に砂防堰堤(幅約60m，高さ20m)が設置されているが，これを乗り越えて，那智川(二ノ瀬橋)付近まで達する土石流が発生した(堰堤から二ノ瀬橋までは約200m)．砂防堰堤には流木が残存している(**写真6.5.4**)．支沢b沿いには，中～上流に数か所の崩壊が発生しているが，規模の大きな崩壊①と崩壊②の状況は次の通りである．

崩壊①；幅約30m，長さ約60m，滑落崖の標高は220m付近である(地質は熊野層群)．崩壊は深さが7～8m程度と推定され，やや沢地形となった箇所で発生している．熊野層群は主に泥岩が分布し，地層面は斜面に対し，受け盤である．

崩壊②；幅約30m，長さ約90m，滑落崖の標高は290m付近である(地質は熊野酸性火成岩類)．崩壊は深さが10m程度と推定され，尾根部で発生している．支沢bではこれらの崩壊(①②他)により発生した崩壊土砂と沢筋に堆積していた崩積土等が土石流となり，下流に流出したものと思われる．災害後の堰堤背後の状況を**写真6.5.5**，**写真6.5.6**に示す．土石流は堰堤下流においても道路や擁壁を破壊しており，越流後も流れのエネルギーが莫大であったことを示している(**写真6.5.7**)．花崗斑岩の巨礫は二ノ瀬橋まで達している(**写真6.5.8**)．

2)斜面(崩壊・土石流)変動機構の考察

調査地内における崩壊・土石流箇所や地形・地質状況などをまとめ，**図6.5.2**に記載した．なお，熊野酸性火成岩類と熊野層群との地質境界線は推定である(**写真6.5.9**参照)．以

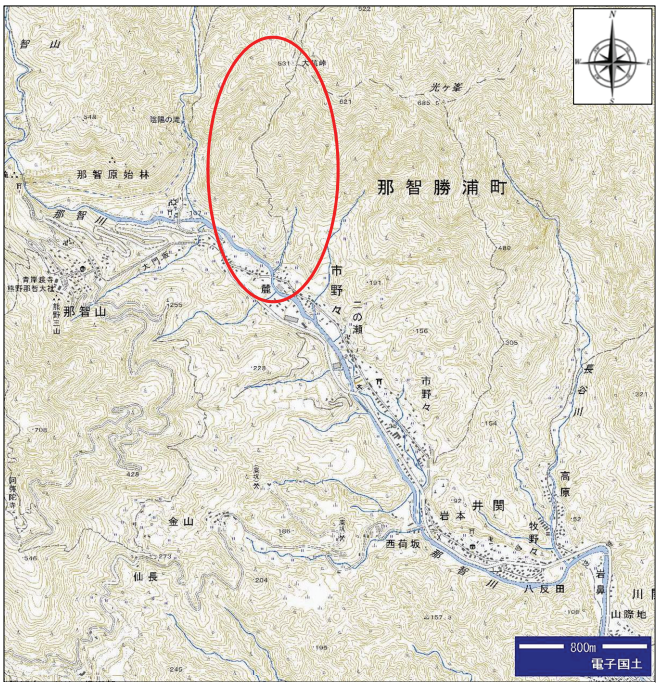


図6.5.1 調査位置図(国土地理院基盤地図を使用)

写真6.5.1 災害後の空中写真　出典：国土地理院HP(http://saigai.gsi.go.jp/2011typhoon12/index.html，平成23年9月6日撮影)

写真6.5.2 調査地全景(災害後)

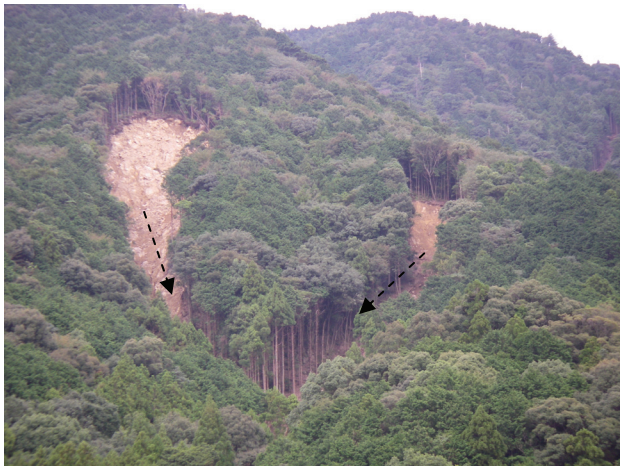


写真6.5.3 支沢aの2つの崩壊

写真6.5.4 支沢b砂防堰堤の流木堆積状況 (手前は堰堤を越えた花崗斑岩の巨礫)

写真6.5.5 砂防堰堤背後の状況(満砂)

写真6.5.6 砂防堰堤背後は礫が密集(ほとんどが花崗斑岩礫)傾斜10° 程度

写真6.5.7 砂防堰堤下流の破壊された道路・擁壁(遠方に見えるのは二ノ瀬橋)

下に斜面変動機構について考察した.

支沢a ; 沢沿いに分布していた崩積土(特に下流部で厚く堆積していたことが推定される)が, 2つの崩

壊箇所で発生した崩壊土砂と共に，土石流化して流下した．崩壊は熊野酸性火成岩類の分布域において，岩盤の風化帯で生じていると思われるが詳細は不明である．崩壊は尾根付近の急傾斜地で発生しており，豪雨時の表流水による浸食が起因している可能性がある．

支沢b；斜面下方に扇状地形が認められ，砂防堰堤下流の流路側壁には，**写真6.5.10**に見られるように，土石流堆積物が厚く堆積し，過去の土石流の履歴が伺える．また，沢の中流部においても**写真6.5.11**に示すように厚い崩積土が分布する．豪雨時には，崩壊①や崩壊②のような中～上流部での山腹崩壊が発生すれば，これらの崩壊土砂と

写真6.5.8 二ノ瀬橋付近に見られる巨礫(花崗斑岩)

図6.5.2 二ノ瀬地区斜面崩壊・土石流箇所状況図(国土地理院基盤地図を使用)

写真6.5.9 支沢b(左岸側)の熊野酸性火成岩類(花崗斑岩)Gpと熊野層群Kmとの境と思われる面(傾斜60°)

写真6.5.10 堰堤下流に見られる旧土石流堆積物(厚さ4m以上)

元々沢に堆積していた崩積土とが一体となり，流下するものと考えられる．崩壊①は熊野層群(泥岩)が受け盤を呈する斜面で発生したもので，風化生成物を主体とする崩壊土砂は既に土石流となって流下し，斜面下部に残存していない(**写真6.5.12**)．熊野酸性火成岩類の分布域で発生した崩壊②は，花崗斑岩の岩盤崩壊である．斜面下部には崩壊土砂が厚く堆積し，今後の土石流の土砂供給源となっている(**写真6.5.13**)．

この地区で発生した斜面崩壊・土石流の特徴をまとめると以下のようになる．

(1)斜面崩壊は概ね基盤の風化帯で発生し，崩壊土砂は土石流となり，沢筋を下流まで流下した．

(2)熊野酸性火成岩類分布域では崩壊土砂が花崗斑岩の礫及び風化生成物からなり，花崗斑岩礫は沢に残存する傾向がある．

(3)熊野層群分布域は，渓床勾配が概ね10°程度から20°とやや緩いため，**図6.5.3**に示すように，斜面上方からの崩壊土砂が厚く堆積し，土石流の供給源となっている．この崩積土中には花崗斑岩の巨礫が多く含まれる．

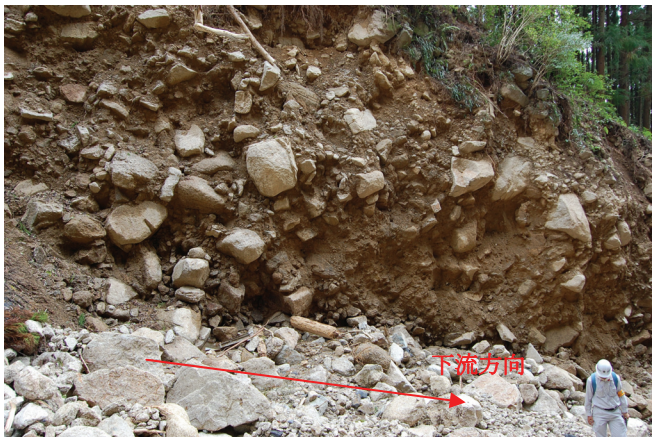


写真6.5.11 支沢bの崩壊地①付近の左岸に見られる崩積土（土石流堆積物）厚さは8m以上

写真6.5.12 支沢b崩壊地①の状況(地質は熊野層群)

写真6.5.13 支沢b崩壊地②の状況(礫は花崗斑岩)地質は熊野酸性火成岩類

3)懸念される今後の斜面変動(今後の課題)

今回の調査箇所に対し，今後の斜面変動とその対策について記述する．

(1)斜面崩壊;いずれの崩壊箇所についても滑落崖付近の地盤は緩んでおり，法枠等の対策検討が必要である．特に，支沢bの崩壊①，崩壊②については，崩壊規模が大きく，崩壊箇所背後の上方斜面におけるクラック等の発生は確認できていないが，崩壊が上方や周辺に拡大する可能性があり，抑止を含めた対策工の検討が望まれる．また，沢沿いの山腹斜面においては，表層崩壊が発生する可能性について，現地踏査や必要に応じて，簡易貫入試験等による調査の実施が望まれる．

(2)土石流；支沢bでは既設の砂防堰堤の機能が消滅しており，中流部に残存する今回の崩壊土砂(特に熊野酸性火成岩類分布域における崩壊土砂)や元々，厚く堆積している崩積土を考慮すると，今後の豪雨により再活動(土石流化)する可能性が高く，早急な対策が必要である．応急対策としては，堰堤背後の除石(流木を含む)が適切であるが，施工方法には検討を要する．恒久対策としては，新たに砂防堰堤を設けることが考えられ，その位置については詳細な検討が必要である．

(3)河川の閉塞；那智川の流路が崩壊土砂・土石流により閉塞される可能性があり，那智川の支沢では砂防堰堤の新たな設置や既設堰堤の維持管理が重要である．

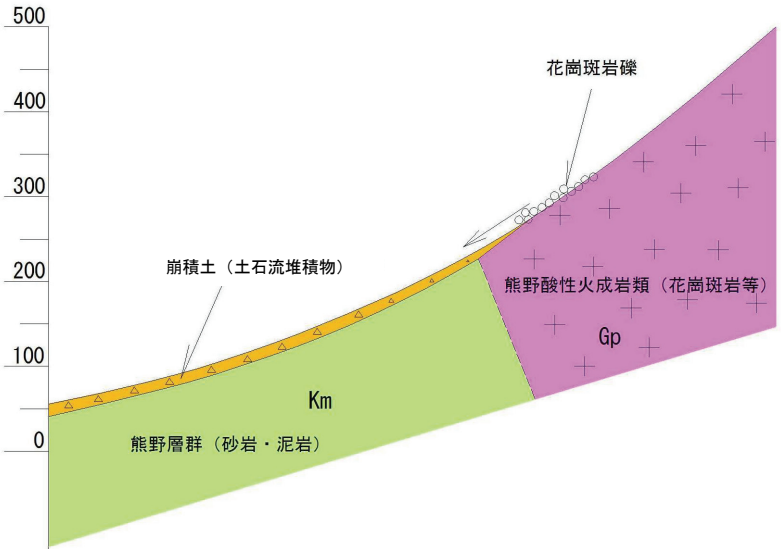


図6.5.3 二ノ瀬地区(左岸)の模式地質断面図

6.6 大門坂駐車場付近(土石流，斜面崩壊)

南西から那智川に流れ込む沢の上流側から土石流が発生したと考えられる(**図6.6.1**，**写真6.6.1**)．沢の中流部にはコンクリート堰堤が築かれていたが，土石流により半壊状態になっている(**写真6.6.2**)．土石流堆積物は，最大2mの角のとれた花崗斑岩の亜円礫から構成される(**写真6.6.3**，**写真6.6.4**)．一部で基質に粗砂～細礫が充填されている．谷の右岸側では，洗掘面に2～3mの旧土石流堆積物を確認した．本層は，巨礫を含む粘土混じり砂礫により構成されている．色調は茶褐色で基質は締まっている．このことから，谷には幾度となく土石流が発生しているものと考えられる．他地点と同様に，土石流堆積物は花崗斑岩主体であり，この起源は旧土石流堆積物および崩壊土砂の二次的な移動の可能性が高いと考えられる．なお，土石流の中心に当たる家屋は裏に土砂・立木が押し寄せたものの，倒壊を免れた．これは，この家屋が二条の谷に挟まれた尾根部に位置していたことが幸いしたと思われる．また，民家の裏側(土石流の上流方向)には高さ2m，幅15m程度の石垣堤が2段構築されていたことも，土石流による直接的な家屋への被害を軽減したと推察される(**写真6.6.5**)．

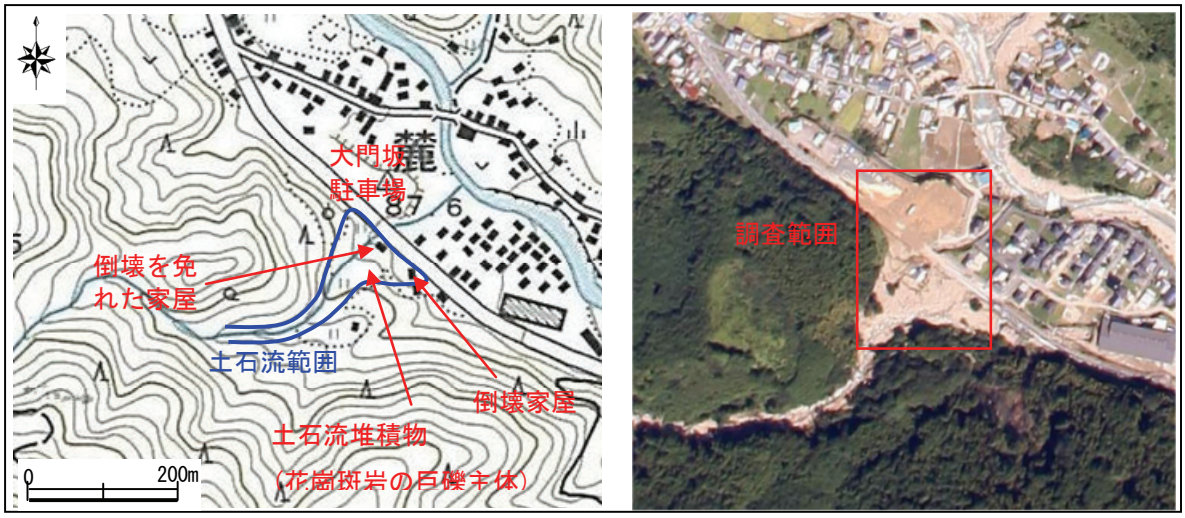


図 6.6.1 大門坂駐車場付近の地形図(S≒10,000)と災害後の航空写真
地形図の出典　：国土地理院 1:25,000 地形図「新宮」
航空写真の出典：国土地理院 HP(http://zgate.gsi.go.jp/SaigaiShuyaku/20110906/index2.htm)

写真 6.6.1 大門坂駐車場付近の土石流

写真 6.6.2 中流部のコンクリート堰堤

写真 6.6.3 東側谷部の二次洗掘跡.

写真 6.6.4 粒径約 1m の巨石

写真 6.6.5 倒壊しなかった家屋裏の石垣

6.7 那智ねぼけ堂付近(土石流)

那智川を流下した土石流による護岸および建物の被害がみられた(**図6.7.1**, **写真6.7.1**). 那智川では上流部から渓流や谷に添った斜面崩壊が多数発生しており, 崩壊土砂が河川内の堆積土砂(河床堆積物)とともに, 土石流となって流下したと考えられる. **写真6.7.2**は倒壊した建物から対岸側を眺めた様子であるが, 直径1m以下の巨礫を伴う土石流が流下したとみられる. また対岸側では斜面の崩壊が発生している. 崩壊した護岸は古い石積み護岸であるが, **図6.7.1**に示すように護岸被災箇所では流れが急変しており, 那智川を流下する土石流によって激しい洗掘を受けたものと考えられる. **写真6.7.3**および**表6.7.1**は倒壊した建物の地質状況を示している.

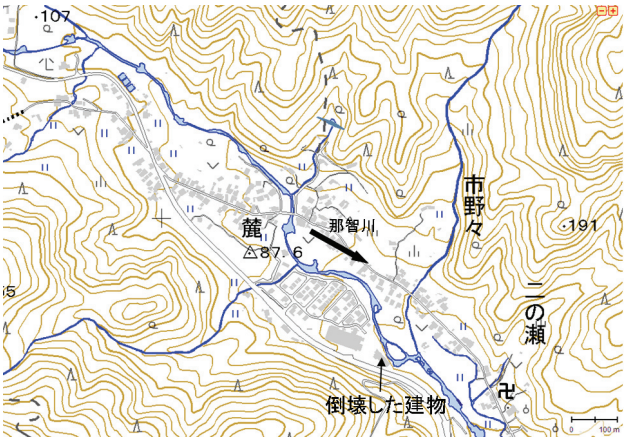


図6.7.1 那智ねぼけ堂付近の地形図
(国土地理院基盤地図より作成)

写真6.7.1 護岸の洗掘による建物の被害

写真6.7.2 倒壊した建物から対岸側を見た様子

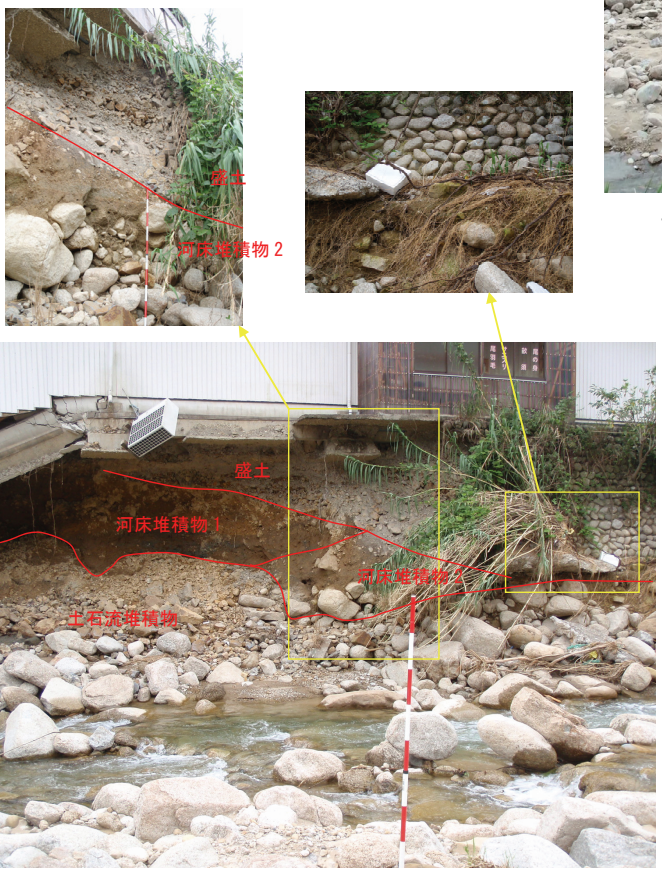


写真6.7.3 倒壊した建物下の地質

表6.7.1 倒壊した建物下の地質

＜土石流堆積物＞
台風 12 号の土石流で堆積. 1m 以下の花崗斑岩巨礫が主体.

＜盛土＞
100mm 以下の角礫主体. 基質は粗砂～細礫.

＜河床堆積物 1＞
茶褐色の礫混じり粘土質砂. 礫はφ20mm 以下主体. 基質はやや締まる.

＜河床堆積物 2＞
500mm 以下の花崗斑岩亜円礫主体. 基質は粗砂～細礫でやや締まる.

河床堆積物は, 更新性後期～完新世前期の土石流および河床堆積物と考えられ, 現河床から 1 段上位の堆積面(段丘面)を形成している.

6.8 西山地区（土石流，斜面崩壊）

1）土石流の規模と概要

西山地区の市野々小学校から150m南東の那智川へ流下している渓流で土石流が発生した（**図6.8.1，写真6.8.1**参照）．源頭部は山腹の数カ所の渓流で崩壊しており，那智山スカイラインを崩壊土砂が乗り越えて流下している．崩壊箇所の基盤岩は熊野酸性火成岩類の花崗斑岩で，崩積土や岩盤の強風化部分で表層崩壊が起こった．崩壊部の少し下流から基盤岩が花崗斑岩から熊野層群の泥岩へと変わり，渓流を約1500mにわたって崩壊土砂と崩積土が土石流として流下した．中流域までは崩積土，渓岸や風化岩盤を削りながら流下し，下流域では大きな礫を堆積しながら流下した．渓流では明確な氾濫開始点は確認されず，那智川に合流してから那智川の河床に堆積して停止した．一部の土砂が対岸の県道43号を洗掘し，のり肩が約100mにわたって被災した．

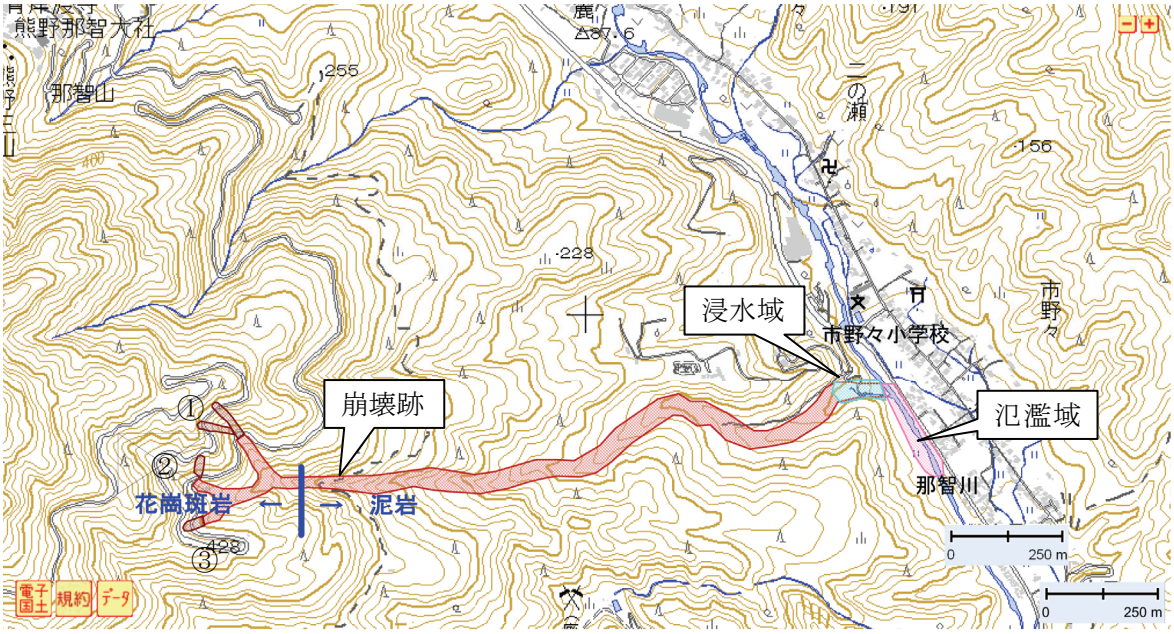


図6.8.1 西山地区の土石流位置の概要（国土地理院2.5万分1地形図地図画像を使用）

写真6.8.1 西山地区の土石流位置の概要（(c) Google, (c) Cnes/Spot Image, DigitalGlobe, GeoEye）

2)崩壊部および土石流の状況

写真6.8.2から**写真6.8.4**は崩壊源頭部の状況である．崩壊は少なくとも3箇所で起こっており，崩壊土砂は那智山スカイラインを数カ所で乗り越え流下した(**写真6.8.5**と**写真6.8.6**)．**写真6.8.7**は崩壊部周辺の渓岸である．この渓流ではこれまでにも土石流が発生しかなりの堆積物があったことが**写真6.8.7**から伺え，今回の豪雨によって崩積土が流下したと推定される．**写真6.8.8**に示すように渓床にはCL～CM級の花崗斑岩が露岩し，両岸にも基盤岸が露岩していることから，崩積土がほとんど流下したと考えられる．

土石流の合流点から少し下流部で基盤岩が花崗斑岩から泥岩へ変わる崖がみられる(**写真6.8.9**)．ここから土石流は崩積土や風化泥岩を巻き込んで流下した(**写真6.8.10**)．また，中流域では多くの堆積物(**写真6.8.11**)が見られるとともに，土石流が渓流から越流し周辺の針葉樹林内へ流れ込み堆積した岩の堆積(**写真6.8.12**)が見られた．更に下流域では，土石流により渓岸斜面が浸食され(**写真6.8.13**)，渓流幅全体に礫や流木が堆積している(**写真6.8.14**)．近隣の住民によると普段は幅3m程度の渓流であり，絶えず水が流れているとのことであった．

写真6.8.2 源頭部①

写真6.8.3 源頭部②

写真6.8.4 源頭部③

写真6.8.5 土石流の流下

写真6.8.6 土石流による作業小屋の破壊

写真6.8.7 渓岸の土石流堆積物

写真6.8.15は那智川合流直前の渓床であり，渓床にはCL級の泥岩の露岩(**写真6.8.16**)が確認できる．下流部の幅は約8mであり，土石流発生時は那智川も氾濫しており，渓流からの流れも滞っていたと思われる(**写真6.8.17**)．那智川に合流した後，一部の土砂は**写真6.8.18**に示すように県道43号の下部を洗掘している．最後に**写真6.8.19**は市野々小学校の状況である．窓ガラスには氾濫痕が残っており，かなりの高さまで水位が上昇したことがわかる．

写真6.8.8 渓床の基盤岩

写真6.8.9 花崗斑岩と泥岩の境界部

写真6.8.10 中流域で見られる基盤岩

写真6.8.11 中流域の土石流堆積物

写真6.8.12 植林内に越流した土石流

写真6.8.13 渓岸斜面の浸食

写真6.8.14 下流域の土石流堆積物

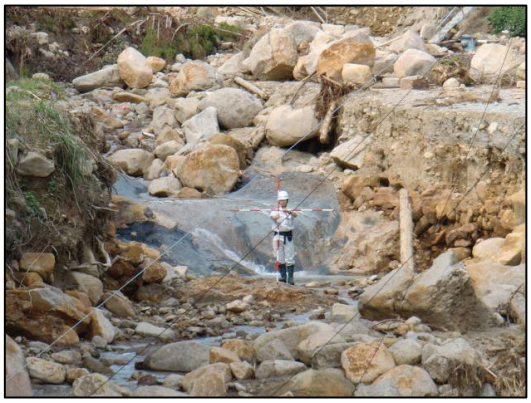


写真6.8.15 那智川合流直前の渓床

写真6.8.16 渓床の泥岩

写真6.8.17 那智川合流部

写真6.8.18 県道43号の被災箇所

写真6.8.19 市野々小学校

6.9 魚の首橋付近(土石流)

魚の首橋付近では土石流による護岸の流出が見られた.被災箇所は**図6.9.1**に示す那智川支流の護岸である. **写真6.9.1(a)(b)**は被災前後の護岸付近であるが, 周囲の様子よりこの付近は路面から高さ1.2m程度まで浸水したとみられる.この地点では**図6.9.1**に示すように那智川の本流をオーバーフローした巨礫を含む土石流が護岸背面より流れ込んだと考えられる. **写真6.9.2**は護岸損傷部であるが, コンクリート護岸の一部は残っているものの, 古い石積みの護岸はほぼ流出している. また, **写真6.9.3**は付近の被災した家屋である. 那智川がやや右に曲がるこの付近では, 那智川に沿って流下した土石流の一部が直進し, 建物へ大きな被害を及ぼした.

図6.9.1 魚の首橋付近の地形図(国土地理院基盤地図より作成)

写真6.9.1(a) 被災前の様子
(Googleストリートビューより, (c) 2011 Google)

写真6.9.1(b) 土石流による護岸の被害

写真6.9.2 護岸損傷部(コンクリート護岸の一部は残っているが, 古い石積み護岸は大部分流出)

写真6.9.3 家屋の倒壊(裏山で土石流発生)

6.10 金山・西山地区(土石流，斜面崩壊)

写真6.10.1に金山地区および西山地区の位置および土石流の概要を示す．金山地区から西山地区は，妙法鉱山(1972年廃坑)の従業員宅地があった箇所で，当時は映画館，スーパー等もあり栄えていた．現在は，宅地跡が残っているが，植林や棚田がほとんどを占める．また，大字南平野へ向かう県道43号が通っている．この地域での土石流痕跡を**図6.10.1**に示す．土石流源頭部では，谷筋に沿って大きな斜面の崩壊が見られた(**写真6.10.2**)．崩壊①，②の箇所(**写真6.10.3**)では，比高(河床～崩壊頂部)が約113m，85mの崩壊が発生し，約30～48mの幅で土砂が流出していた．また，崩壊③(**写真6.10.4**)では，水平距離51m，幅67mの崩壊が発生し，崩壊部の傾斜は38度であった．斜面の崩壊により流出した土砂は，金山地区の民家2軒と棚田を飲み込んだ(**写真6.10.5**)．金山地区の民家周辺では，幅122mに渡って，土砂が通過した跡が見られ，堆積した土砂の厚さは約12m程度であった．また，土石流は巨礫と土砂の混合物であり，崩壊土砂が金山谷川流域全体に残存していた．礫のうち巨礫の大部分は花崗斑岩であり，砂岩・泥岩の巨礫は稀である．最大粒径2m近い巨礫があるが、粒径30～50cmの材料が大半を占めていた．この地域では，山腹の上部に花崗斑岩，下部に熊野層群の砂岩・泥岩が分布するが(**図6.10.1**)，熊野層群分布域の谷沿いには過去の土石流による花崗斑岩を起源とする堆積物が分布していた．今回の土石流では，花崗斑岩域で発生した崩壊に加えて，谷沿いに堆積していた旧土石流堆積物が再移動し流下するとともに，多量の崩壊土砂が谷沿い全体に残存することとなったものと推察される．この土石流は，下流側の西山地区に到達し，県道43号を幅37mに渡り流出させた．その周辺の土石流の幅は約50m程度であった．さらに，下流の植林(スギ)や田んぼを約50～70mの幅で飲み込みながら(**写真6.10.6**，**写真6.10.7**)，那智川まで土砂が流出した．

図6.10.2に那智川流域に最寄りの気象庁色川観測所で計測された2011年8月30日から9月4日の時間雨量と累積雨量を示す．この図より，8月30日19時の降り始めから9月4日5時までの累積雨量は1062.5mに達し，特に4日の深夜から早朝にかけては時間雨量40mmの雨が連続して発生している．西山地区の住民によると，9月4日の3時から4時半に最も激しい雨が降り，その時間帯に崩壊が発生した．

写真6.10.1 金山・西山地区の位置および土石流の概要
出典：国土地理院HP(http://saigai.gsi.go.jp/2011typhoon12/index.html，平成23年9月6日撮影)

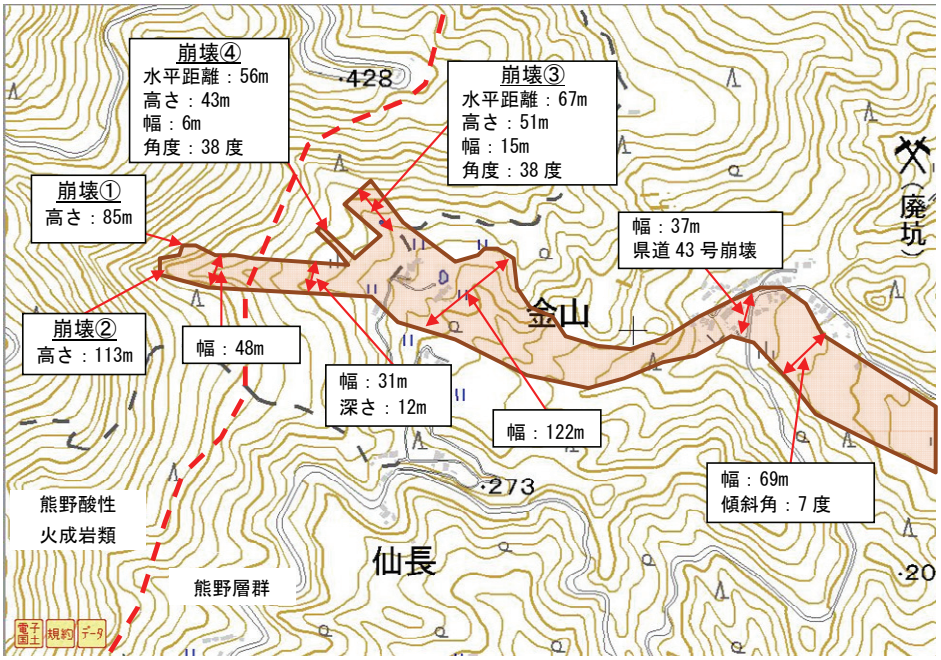


図6.10.1 金山・西山地区での土石流痕跡(国土地理院基盤地図より作成)

写真6.10.2 斜面の崩壊箇所

写真6.10.3 斜面の崩壊箇所（①，②）

写真6.10.4 斜面の崩壊箇所（③）

写真6.10.5 滑動土砂の堆積（金山地区）

写真6.10.6 県道43号の流出（西山地区）

写真6.10.7 滑動土砂の堆積（西山地区）

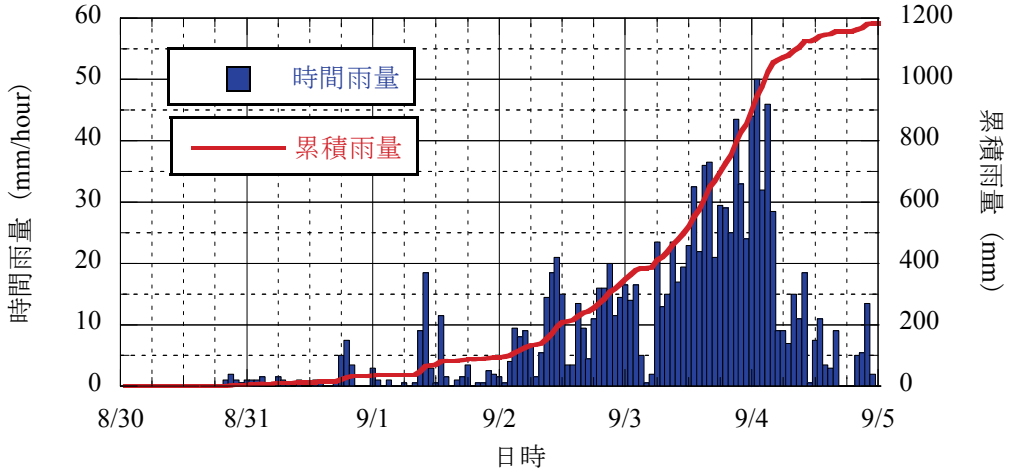


図6.10.2 気象庁色川観測所の時間雨量と累積雨量（2011年8月30日～9月4日）

6.11 井関保育所付近(土石流)

那智川へ西から金山谷川が流れ込む箇所で，最大粒径2m近い巨礫が堆積している．巨礫の大部分は花崗斑岩である．この地点の巨礫は金山・西山地区から流下してきた土石流に因るもので，このため，河道が狭まるとともに河床が浅くなり，越水により東側の低地の民家へ土砂流入や建物への被害が及んだと推察される．

写真6.11.1 井関保育所付近の那智川

写真6.11.2 直径約2mの巨礫

6.12 那智井関郵便局付近(土石流)

土石流の最大径は0.5m程度であり，上流側の堤防が越流されたことにより，土石流の勢いが軽減されたと推察される．このあたりでは，越水によって運搬された土砂が建物内に入るなどの被害が多くみられた．河床に堆積している土砂の粒径から，土石流はこのあたりまで到達したと推察される．

写真6.12.1 那智井関郵便局付近の那智川

写真6.12.2 越水による土砂流入

6.13 那智天然温泉公園付近(洪水)

洪水の痕跡は見られるが,河床堆積物の粒径から,この地点まで土石流は到達していないと思われる．

写真6.13.1 那智天然温泉公園付近の那智川

写真6.13.2 洪水の痕跡

第Ⅳ編　三重県における地盤災害

第Ⅳ編　三重県における地盤災害

目　　次

１．はじめに ……Ⅳ- 1

２．調査地点 ……Ⅳ- 2

３．調査団メンバー ……Ⅳ- 2

４．災害調査地点の状況 ……Ⅳ- 3
(1)　紀宝町浅里・高岡付近 ……Ⅳ- 3
(2)　紀宝町神内(県道鵜殿熊野線) ……Ⅳ- 5
(3)　御浜町阪本 ……Ⅳ- 6
(4)　熊野市五郷町(桑谷川) ……Ⅳ- 7
(5)　紀北町鍛冶屋又 ……Ⅳ- 8
(6)　大台町始神谷 ……Ⅳ- 9
(7)　大台町東又谷 ……Ⅳ-10
(8)　大台町持山谷川 ……Ⅳ-12
(9)　津市美杉町石名原(所谷川) ……Ⅳ-14

５．大台町周辺の大規模崩壊と降水量との関係 ……Ⅳ-14

６．おわりに ……Ⅳ-17

第Ⅳ編　三重県における地盤災害

１．はじめに

平成 23 年 9 月の台風 12 号による紀伊半島を中心とした豪雨により各所で甚大な災害が発生し，三重県内でも大きな被害が見られた．10 月 14 日現在の三重県災害対策本部の報告では，表-1 に示すような被害状況の報告がなされている．また，9 月 21 日現在の三重県内の治山関係の被害報告件数は表-2 に示す通りであり，事務所毎の被害報告件数は図-1 に示すように，尾鷲，熊野などの南勢地域に集中している．地盤工学会中部支部と中部地質調査業協会はこれらの災害に対し合同で調査団を結成し，三重県内の主な地盤災害カ所を中心に調査を実施した．本報告書は，三重県の担当者からの聞き取りにより県内の比較的大きな災害発生カ所と思われる地点を選定し，調査を行ったものを取り纏めたものである．

表-1　台風 12 号による三重県の被害状況（三重県災害対策本部 10/14 現在）

		被害状況
人的被害		死者2名，行方不明者1名，負傷者15名
住宅被害		全壊55棟，半壊299棟，一部損壊53棟，床上浸水1683棟，床下浸水830棟
	農産物被害	農地の冠水3153ha，施設被害108件，その他
	農地被害	農地，農道被害971カ所
農林商工部被害	林業被害	山腹崩壊127カ所，林道被害907カ所，その他
	水産被害	養殖魚へい死，漁具，漁船，流木
	商工業被害	店舗，工場約410件
公共土木施設被害		道路，河川，港湾，砂防972カ所，治山施設59カ所
公共施設等被害		県立高校，その他施設

表-2　治山関係の被害報告件数（9/21 現在）

事務所	市町		件数
四日市	菰野町		5
	いなべ市		3
	四日市市		2
	亀山市		1
津	津市	美杉町	12
		白山町	1
松阪	松阪市	飯高町	26
		飯南町	3
	大台町		25
伊賀	伊賀市		15
	名張市		6
伊勢	大紀町		17
	度会町		2
尾鷲	紀北町		12
	尾鷲市		11
熊野	熊野市		33
	紀宝町		18
	御浜町		6
計			198

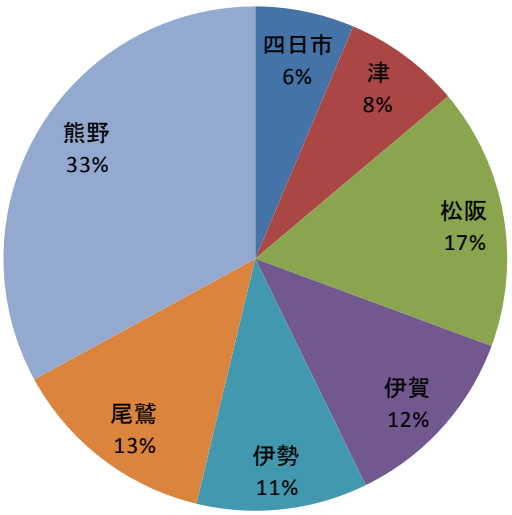


図-1　事務所毎の被害報告件数

２．調査地点

調査カ所を図-2 に示す．調査は平成 23 年 9 月 27 日，28 日および 11 月 4 日に実施し，調査地点は比較的大きな災害が見られた箇所を中心に，9/27 が紀宝町，御浜町，熊野市，9/28 が津市，大台町，11/4 が紀北町，大台町について行った．調査を実施した地点の地質は，紀宝町では熊野酸性岩，御浜町では熊野層，熊野市では四万十帯および熊野酸性岩，紀北町では四万十帯，大台町では秩父帯および三波川帯，津市では領家帯となっている（図-3）．

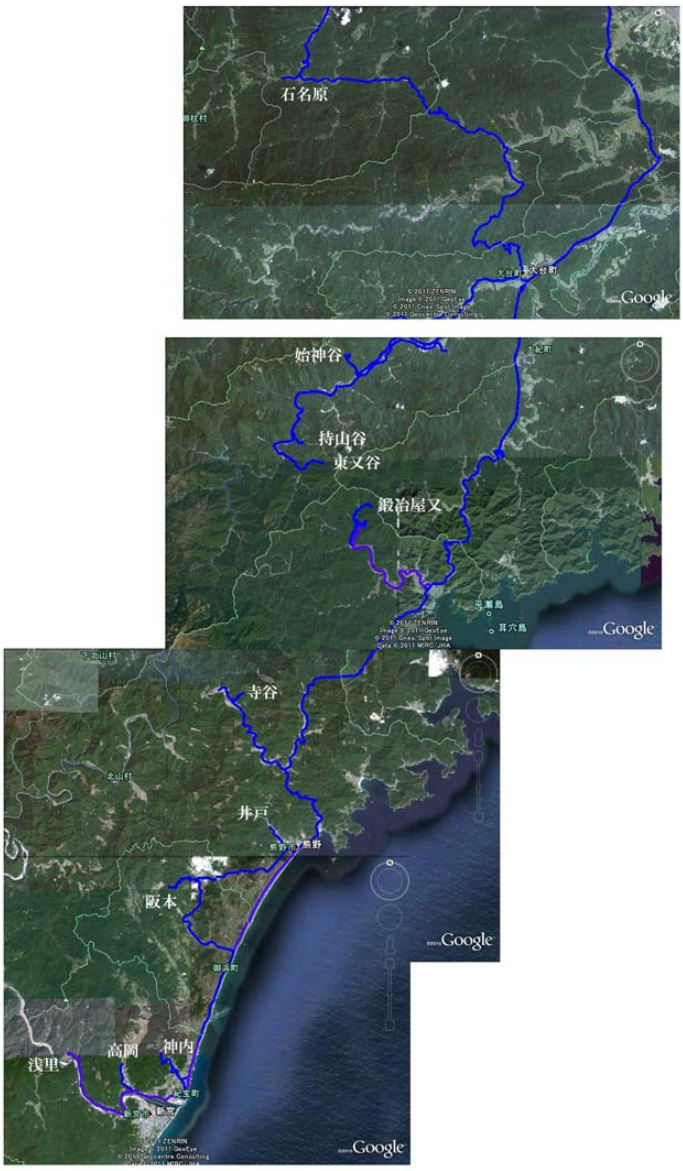


図-2　調査箇所（Google）

図-3　調査箇所の地質（GeoMapDB）

３．調査団メンバー

合同調査団の参加者を表-3 に示す．参加者は，9/27 が 15 名，9/28 が 13 名，11/4 が 6 名であった．

表-3　調査団メンバー（五十音順）

氏名	所属	9月27日	9月28日	11月4日
相澤泰造	三重大学	○	○	○
岡島賢治	三重大学	○	○	○
奥村建夫	東邦地水(株)	○	○	○
小高　猛司	名城大学	○	×	×
酒井俊典	三重大学	○	○	○
関口尚志	明治コンサルタント(株)	○	○	×
徳間伸介	川崎地質(株)	○	○	×
中野　正樹	名古屋大学	○	×	×
中谷　仁	(株)日さく	○	○	×
野田　利弘	名古屋大学	○	×	×
長谷川謙二	玉野総合ｺﾝｻﾙﾀﾝﾄ(株)	○	○	○
服部康浩	応用地質(株)	○	○	×
濱本拓志	ﾀﾞｲﾔｺﾝｻﾙﾀﾝﾄ(株)	○	○	×
伏屋行雄	日特建設(株)	○	○	×
由井恒彦	松阪鑿泉(株)	○	○	○

４．災害調査地点の状況

（１）紀宝町浅里・高岡付近

図-4 に Google による調査地点付近の空中写真および位置を示す．調査地点付近の地質は，新第三紀中新世の火成岩である熊野酸性岩類に属する花崗斑岩を基盤としている．本地点では，図-5 に示すように，今回の豪雨による河川の増水・氾濫により，電線に木の根等の付着が確認できるとともに，浅里では家屋の１階屋根付近まで水位が上昇し，家屋の浸水や農地の冠水，道路の浸食などの大きな被害が見られた．また，高岡地区では図-6 に示す相野谷川の輪中堤の崩壊による被害も見られた．地盤災害としては，浅里地区において図-7 に示す家屋裏山に崩壊が発生し，家屋の倒壊等の被害が見られた．この斜面崩壊箇所の崩壊面に分布する花崗斑岩は，丸みを帯び巨礫状をなすコアストーンとマサが混在していた．大和田川では土石流が発生し，和田ではこの土石流による被害が見られた（図-8）．図-9 に示す国土地理院による空中写真では，この土石流の源頭部は約 2.5km 上流であると考えられる．また，この空中写真より紀宝町周辺では谷筋沿いに多数の崩壊が発生したことが確認できる．

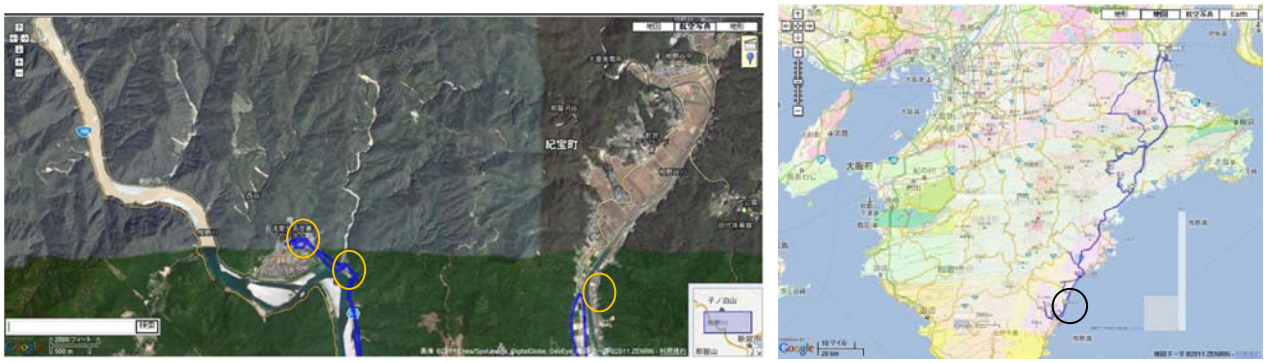


図-4　調査地点付近の空中写真および位置（Google，GeoMapDB）

図-5　浅里周辺の状況

図-6　輪中堤の状況

図-7　浅里の崩壊状況

図-8　大和田川の土石流の状況

図-9　浅里周辺の空中写真（国土地理院）

（２）紀宝町神内（県道鵜殿熊野線）

図-10 に Google による調査地点付近の空中写真および位置を示す．調査地点付近の地質は，新第三紀中新世の火成岩である熊野酸性岩類に属する花崗斑岩を基盤としている。本地点では，今回の豪雨により図-11 に示す幅 15m 程度，延長 100m 程度の斜面崩壊が発生し，その下部の道路のり面に崩壊が続いていた．本地点の崩壊は表層の比較的浅いものであった．また，図-12 に示すように向かい側斜面においては，幅 50m 程度の流れ盤方向の崩壊が表層付近で発生し下流に土石が流下していた．本地点の崩壊面に分布する花崗斑岩は丸みを帯び巨礫状をなすコアストーンとマサが混在していた．

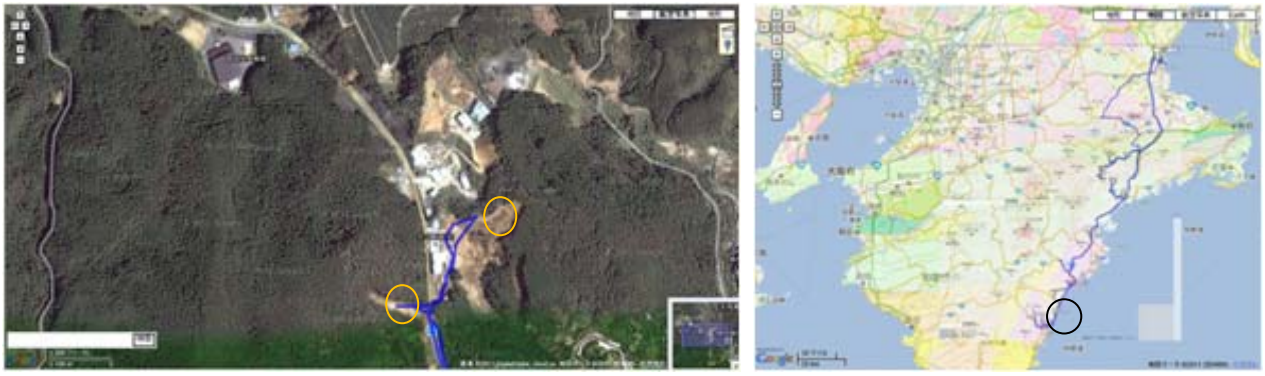


図-10　調査地点付近の空中写真および位置（Google，GeoMapDB）

図-11　崩壊状況

図-12　崩壊状況

（３）御浜町阪本

図-13 に Google による調査地点付近の空中写真および位置を示す．調査地点付近の地質は，新第三系中新統の熊野層に属する泥岩・シルト岩互層を基盤としている．本地点周辺では地すべりに対する対策がなされており，調査時には図-14 に示すように一部の水抜きボーリング孔からの排水が見られた．林道沿いでは図-15 に示すような表層付近の崩壊が数カ所で見られるとともに，図-16 に示すような林道および熊野古道を寸断する幅 55m 程度の比較的規模の大きな地すべり的な崩壊が発生し，崩壊側部では 1m 程度の滑落が見られた．この崩壊カ所の側部滑落崖に露頭する泥岩・シルト岩互層は風化し、層理面が開口するとともに層理面と直交する節理面も発達していた．

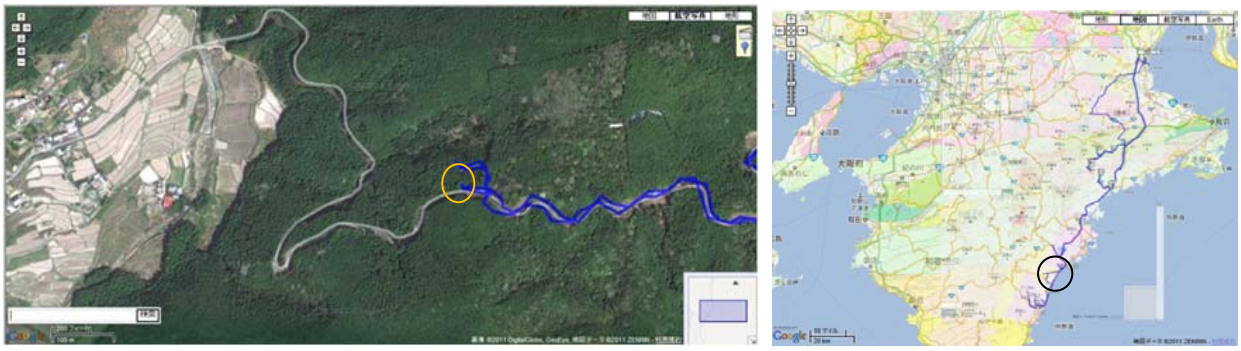


図-13　調査地点付近の空中写真および位置（Google，GeoMapDB）

図-14　水抜き工の状況

図-15　崩壊状況

図-16　崩壊状況

（４）熊野市五郷町（桑谷川）

図-17 に Google による調査地点付近の空中写真および位置を示す．調査地点付近の地質は，四万十帯の砂岩・泥岩互層を基盤としている．調査地点付近では，図-18 に示すように東部付近からブロック崩壊的な崩壊が見られ，1m 以上ある比較的大きな岩塊が桑谷川を流下し堆積していた．崩壊地点付近で見られる岩塊の大きさは 2m を越えるものも見られた．崩壊面付近では砂岩が優勢であるものの，桑谷川を挟んだ右岸側では図-19 に示すように泥岩が確認できる．

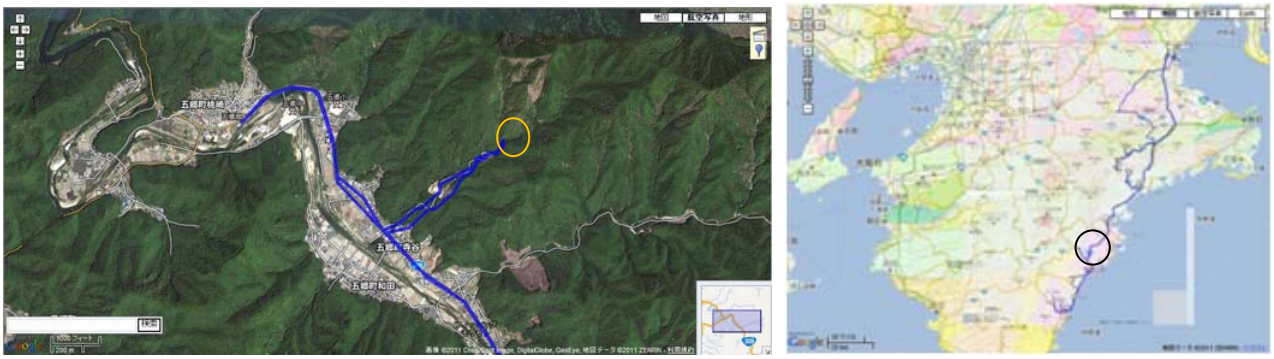


図-17　調査地点付近の空中写真および位置（Google，GeoMapDB）

図-18　崩壊状況

図-19　砂岩と泥岩の境界の状況

（５）紀北町鍛冶屋又

図-20 に Google による調査地点付近の空中写真および位置を示す．調査地点付近の地質は，秩父帯との境界付近の四万十帯に属し砂岩・泥岩互層を基盤としている．本地点では，大規模な崩壊が見られ，源頭部付近ではこの崩壊に伴うと思われる図-21 に示すような高さ 35m 程度の崩壊土砂の堆積が見られる．またこの堆積土砂には図-22 に示すようなかなり大きな移動土塊も存在する．この崩壊土砂は図-23 に示すように河道形成により大きな浸食を受けており，降雨時に一挙に土砂が下流に流下したと思われる．崩壊により堆積した土砂の浸食高さは 10m 以上で，一部では 20m 程度となっている箇所も存在する．また，下流では図-24 に示すように土石流により河道に多量の土石が堆積し，川幅が 30m 以上となっている箇所も見られる．土石流による河川両岸の浸食は著しく，図-25 に示すよう現在の川底から 7～8mの位置まで浸食を受けていた．

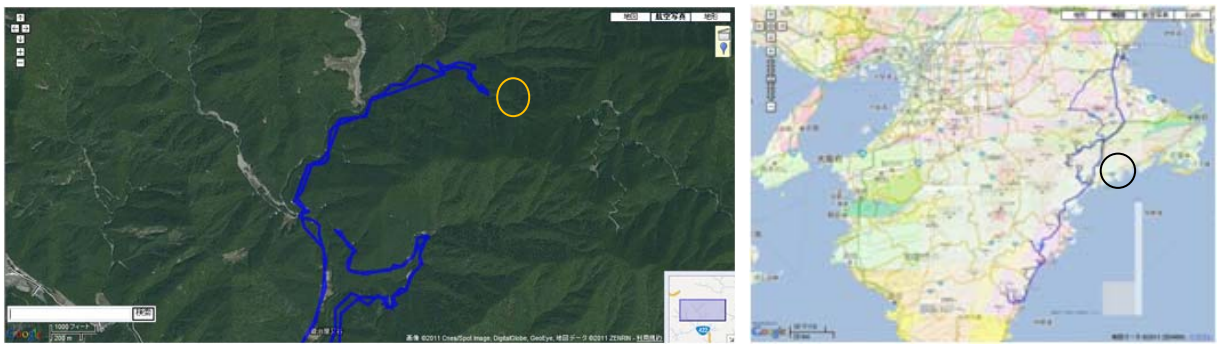


図-20　調査地点付近の空中写真および位置（Google，GeoMapDB）

図-21　土石の堆積状況

図-22　移動土塊の状況

図-23　土石の浸食状況

図-24　河川の土石の堆積状況

図-25　河川の浸食状況

（６）大台町始神谷

図-26 に Google による調査地点付近の空中写真および位置を示す．調査地点付近の地質は，三波川帯の結晶変岩を基盤としている．本地点では，平成 16 年 9 月の台風 21 号により斜面崩壊が発生し，それに対する対策工事として崩壊頭部付近にロックボルトおよびグラウンドアンカー工が建設中であった．本地点では，尾根付近からの図-27 に示すような崩壊により，建設中であったグラウンドアンカーに破損が見られた．グラウンドアンカーは 6 列 138 本の施工予定のうち 1 列 23 本のみが施工されており，破損状況は図-28 に示すように頭部落下に伴う受圧板の落下が 1 カ所，アンカーテンドンの飛び出しが 2 カ所であった．アンカーテンドンの飛び出しは，4 本より線のうち 1 本のみでその長さは 6m 程度であった．なお，図-29 に示すように多くのアンカーは土砂に埋没あるいは消失していた．

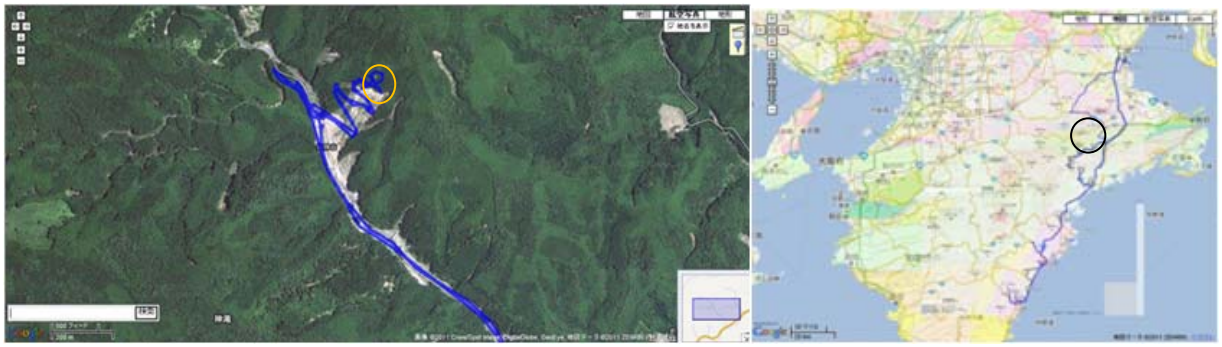


図-26　調査地点付近の空中写真および位置（Google，GeoMapDB）

図-27　崩壊状況

図-28　アンカーの破損状況

図-29　アンカーの埋設状況

（７）大台町東又谷

図-30 に Google による調査地点付近の空中写真および位置を示す．調査地点付近の地質は，秩父帯北帯の砂岩・チャートを基盤としている。崩壊地点の状況は，図-31 に示すように山頂付近から幅 400m～500m の大規模な崩壊が発生し，この崩壊によると思われる大量の土砂の堆積が見られる．また，図-32 に示すように大量の土砂の下流への流下が認められ，土砂の堆積により河川幅が 50m 以上となっている箇所が存在する．図-33 に示すように河川両岸は土石流による浸食が激しく，一部は高さ 20m 以上まで浸食の影響が見られる．また，図-34 に示すように林道のり面ののり枠および補強土壁にも大きな損傷が見られる．なお，宮川右支川桧原谷川との合流点近くに設置された 2 箇所の治山堰堤はこの土石流により埋没状態となっているが，宮川への土砂の流下はある程度抑えられていた（図-35）．本地点では，平成 19 年 7 月に撮影された Yahoo の空中写真（図-36）では源頭部北側に崩壊が確認できる．今回この付近を撮影した国土地理院の空中写真（図-37）と比較すると，この崩壊を含めた南側で大規模な崩壊が発生したと考えられる．また，図-38 に示すように，本崩壊箇所の等高線形状は周辺と異なっている．

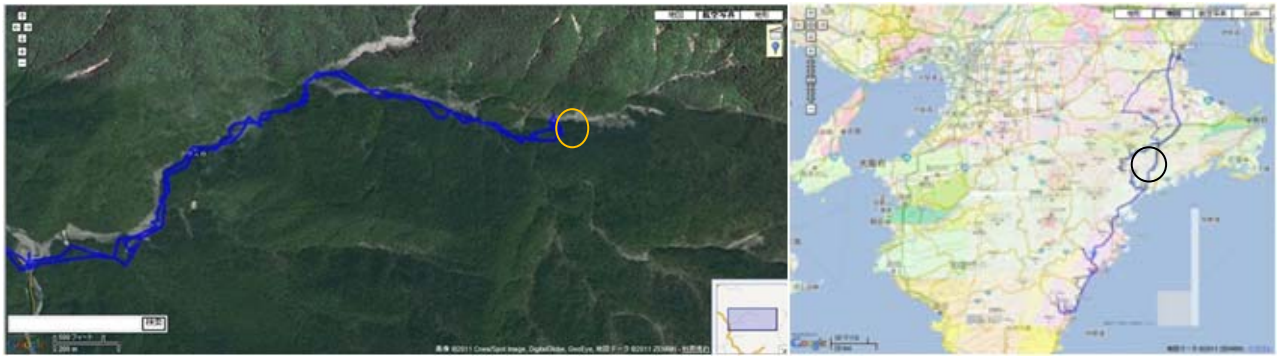


図-30　調査地点付近の空中写真および位置（Google，GeoMapDB）

図-31　崩壊状況および土石の堆積状況

図-32　河川の堆積状況

図-33　河川の浸食状況

図-34　林道の被害状況

図-35　堰堤への土石と下流の状況

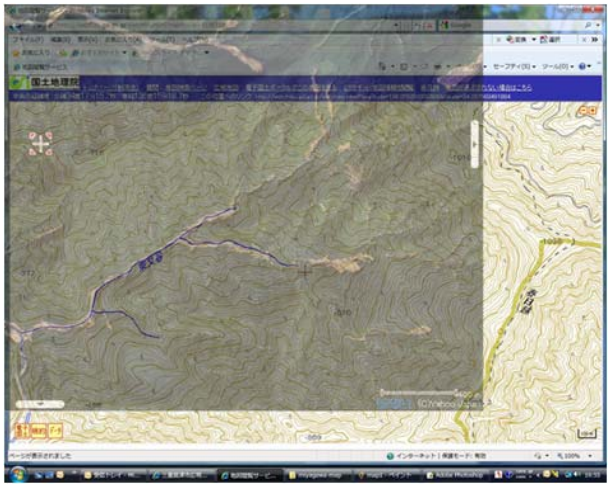


図-36　平成 19 年 7 月撮影時の空中写真（Yahoo）

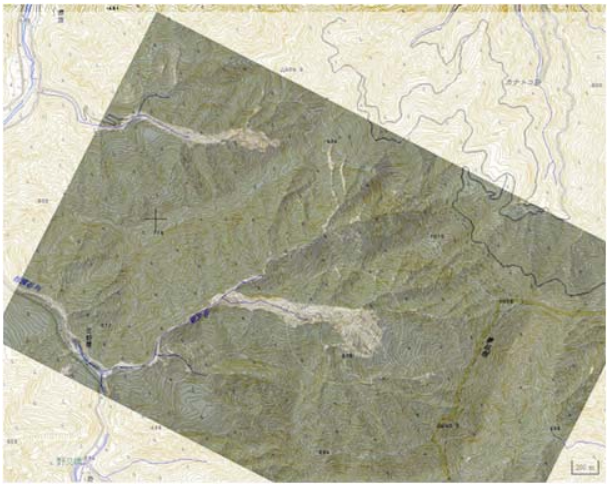


図-37　国土地理院撮影による空中写真

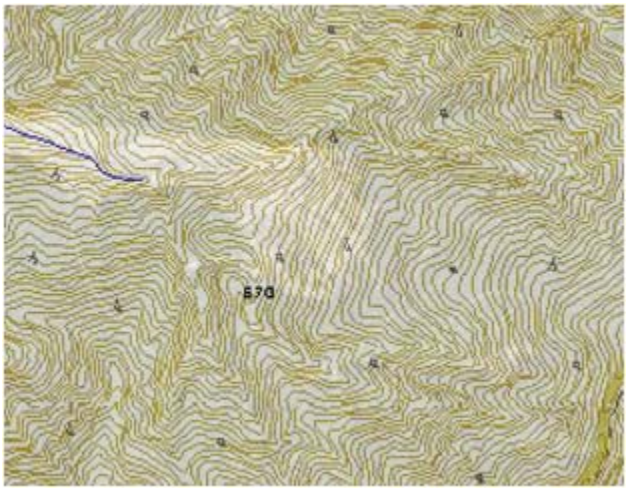


図-38　崩壊付近の等高線（国土地理院）

（８）大台町持山谷川

図-39 に Google による調査地点付近の空中写真および位置を示す．調査地点付近の地質は，秩父帯北帯の砂岩・チャートを基盤としている。本地点では図-40 に示すように，持山谷川上流の山頂付近において幅 150m～200m 程度の大規模な崩壊が発生し，これに伴う土石流によって大量の土砂が下流に流下した．宮川合流点付近では図-41 に示すように，土石流によって高さ 15m の治山堰堤が破損するとともに河床から 20m 程度の位置にある橋梁が流出した．また，土石流の影響により対岸に河川水が越流し，河床から 10m 程度の高さにある道路および家屋などに大きな被害が発生した（図-42）．図-43 は Google の空中写真による災害前の堰堤および橋梁周辺の状況を示したものである．図-44 に示すように崩壊した堰堤付近での河川の浸食は著しく，また，この付近の土石は堰堤を越え河床から 20m 程度の高さの道路面まで達している．図-45 に示すように，堰堤は本堤工の前に副ダム工があり，副ダム工は土石流により埋没していたとの報告である．また，本堤工は土石流により破損し激しい浸食が見られる．

本地点では平成 16 年 9 月の台風 21 号により崩壊が発生したとの報告である．図-46 に示す Google による災害前の空中写真を上流から中流まで繋げたものと，図-47 に示す国土地理院による災害後の空中写真と比較すると，今回の災害により頭部の崩壊箇所が拡大し河川幅も広がっていることが確認できる．また，図-48 の災害前の空中写真では，崩壊頭部から中流にかけ今回の災害前にすでに河川に土砂の堆積があったことが確認できる．今回の調査で中流付近では，図-48 に示すように堆積土砂は大きく浸食されていた．また，下流にかけ土石流によると考えられる河川両岸の浸食は図-49 に示すように著しく，一部では浸食の影響が高さ 20m 以上まで見られ，林道等の施設にも大きな被害を及ぼしていた．

図-39　調査地点付近の空中写真および位置（Google，GeoMapDB）

図-40　崩壊，浸食の状況

図-41　宮川合流点付近の状況

図-42　対岸の状況

図-43　被災前の空中写真（Google）

図-44　堰堤付近の浸食と土石の状況

図-45　堰堤の破損状況

図-46　上流から中流の災害前の空中写真（Google）

図-47　国土地理院の災害後の空中写真

図-48　堆積土石の浸食状況

図-49　河川の堆積，浸食の状況

（９）津市美杉町石名原（所谷川）

図-50 に Google による調査地点付近の空中写真および位置を示す．調査地点では，所谷川上流で発生した土石流が河川を流下し，図-5 1 に示すように国道 368 号にかかる橋梁を破損させるとともに，その周辺の家屋に大きな被害を及ぼした．調査地点に流下した土石は，領家帯に属する花崗岩・片麻岩を多く確認できる．

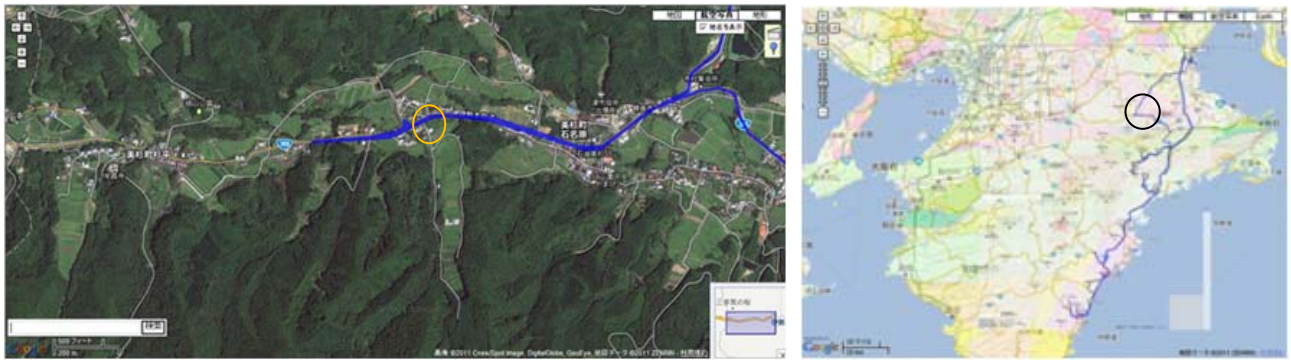


図-50　調査地点付近の空中写真および位置（Google，GeoMapDB）

図-51　被害状況

５．大台町周辺の大規模崩壊と降水量との関係

三重県内では山腹の大規模崩壊が，紀北町鍛冶屋又，大台町東又谷および大台町持山谷で見られた．これら大規模崩壊のあった３地点を見ると，図-52 に示すように地質的には鍛冶屋又が四万十帯，東又谷

および持山谷が秩父帯と異なるものの，それらの発生位置は比較的近い地点に集中している．図-53 は，アメダスデータを基に平成 23 年 9 月 1 日から 5 日の累積降雨分布を示したものである．三重県では宮川観測点で 1500mm を越えており，これらの大規模崩壊が発生した周辺で特に累積降雨量が多くなっている．図-54，図-55 は過去 10 年間の月間降水量を宮川観測点および，大きな被害が見られた紀宝町に近い新宮観測点について示したものである．宮川観測点と新宮観測点を比べると，特に台風 21 号による災害が見られた平成 16 年 9 月および今回平成 23 年 9 月の降水量が宮川観測点で特筆する値となっている．今回平成 23 年の豪雨では，台風 15 号も含め 9 月の 1 ヶ月間に 2452mm の降水が見られ，これは月間累積降水量として観測史上 1 位であり，2 位の 1468mm と比べて 1000mm 程度も多い記録的なものであったといえる．図-56 は，平成 16 年 9 月の台風 21 号時および今回平成 23 年の土砂災害発生前後の時間降水量を示したものである．なお，平成 16 年はアメダスデータが欠測しているため近隣の国土交通省（大台町宮川栗谷）のデータとなっている．今回平成 23 年の累積雨量は記録的であったものの，時間最大降水量は台風 21 号により多数の災害が発生した平成 16 年の 120mm 程度に対し，今回平成 23 年は 80mm 程度と小さくなっている．図-57 は林氏・相澤氏らが作成した平成 16 年台風 21 号による土砂災害箇所と，その時の累積雨量，時間降水量の分布を示したものである．図中の赤で示した土砂災害発生箇所と累積雨量の分布とには明瞭な関係が見られないもの，時間降水量においては 100mm 以上の領域で土砂災害の発生が多く見られる．しかし，時間降水量が 80mm を下回る領域での土砂災害の発生は明瞭には認められない．現在までの調査において，大台町周辺では平成 16 年の台風 21 号に比べ土砂災害の発生件数は少ない傾向にあり，これは時間降水量が 100mm を下回っていたことが原因ではないかと考えられる．ところで，宮川周辺では上述のように今回の台風 12 号による降り始めからの累積降水量が 1630mm と記録的に多かった．今回の大規模崩壊が発生した地点とこの累積降水量が記録的に多かった地域とを比較すると対応が見られ，大崩壊の原因として記録的な累積降水量が影響した可能性が考えられる．

ところで，紀宝町浅里周辺の空中写真では谷筋沿いに多数崩壊が確認されている．図-58 に示す紀宝町に近い新宮観測点での今回の台風 12 号による時間降水量の最大は 120mm を越えており，これらの地域においては時間降水量 100mm を越える降雨が，斜面崩壊あるいは土石流の発生原因になった可能性が考えられる．

図-52　大規模崩壊発生地点と地質
（GeoMapDB）

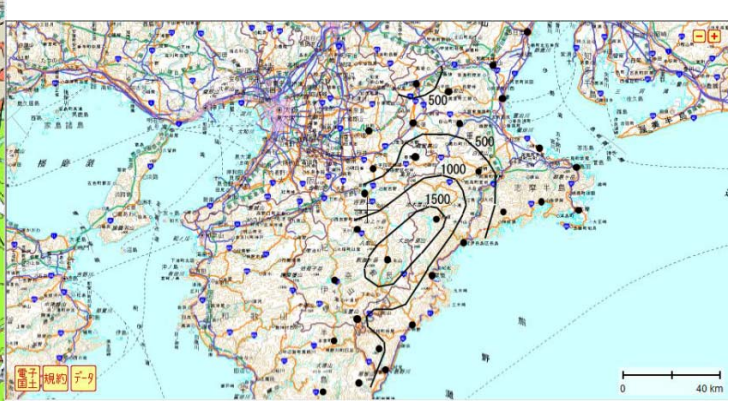


図-53　平成 23 年 9 月 1 日～5 日の累積降水量
（国土地理院地図に記入）

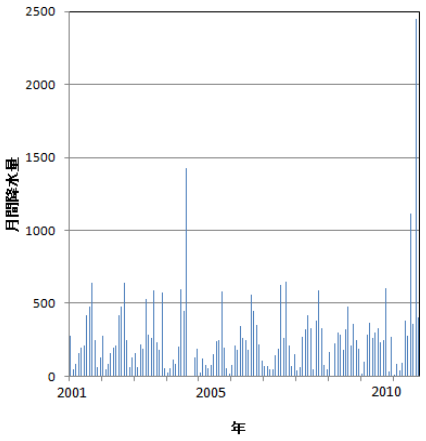


図-54　宮川観測点の月間降水量

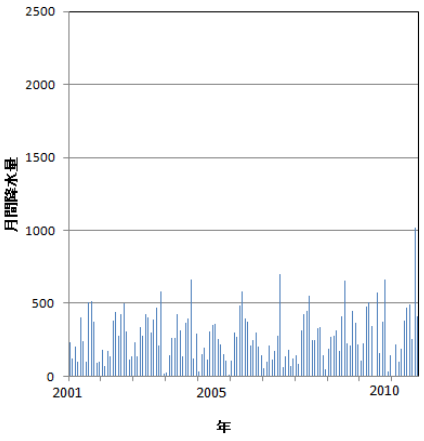
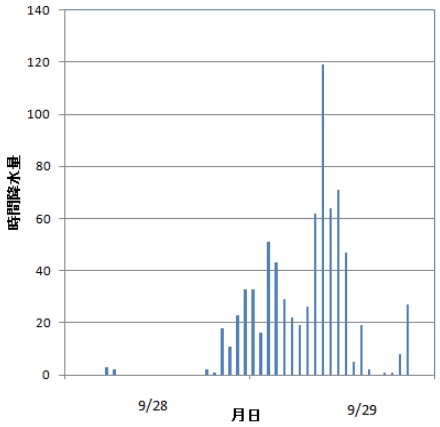
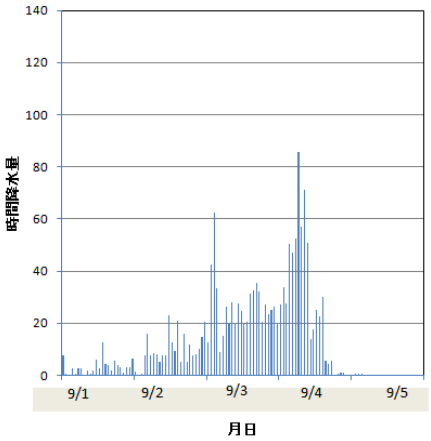


図-55　新宮観測点の月間降水量

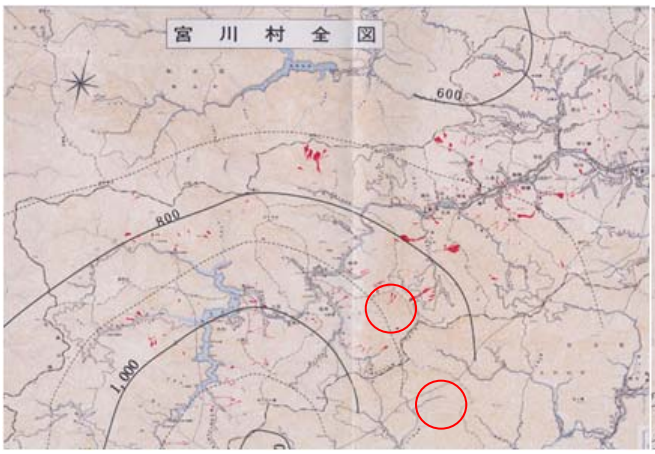


（平成 16 年）

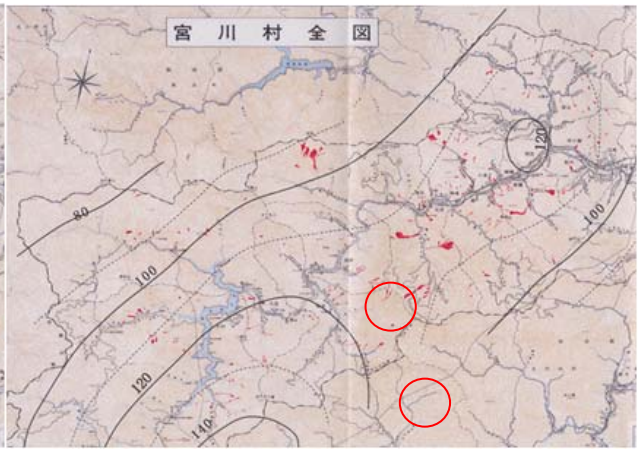


（平成 23 年）

図-56　宮川観測点の時間降水量



（累積降水量）



（時間降水量）

図-57　累積降水量，時間降水量と被害地点

（平成 16 年台風 21 号，林氏・相澤氏資料：赤丸が災害カ所，等降水量線は林ほか(2005)）

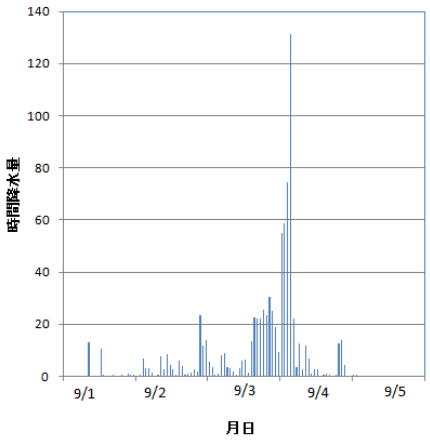


図-58　新宮観測点の時間降水量（2011 年）

６．おわりに

三重県内における台風 12 号による災害調査を，地盤工学会中部支部と中部地質調査業協会の合同で実施した．その結果，紀宝町を中心に豪雨による河川の氾濫による農地，家屋等への甚大な被害が確認できた．地盤災害としては，紀宝町，御浜町，熊野市では表層付近の比較的浅い崩壊およびそれに伴う土石流の発生が多数確認できた．また，大台町始神谷では斜面崩壊により建設中であったグラウンドアンカーの破損等の被害が確認できた．さらに，大台町および紀北町では尾根頭部からの大規模な崩壊が発生し，それに伴う大量の土砂の河川への流下・堆積が見られるとともに，大規模な土石流の発生により下流に大きな被害が発生したことが確認できた．特に大台町東又谷では崩壊幅が 400m～500m に達する大規模な崩壊が発生していた．また，大台町持山谷では，土石流の流下により，下流の堰堤，橋梁および対岸の家屋に大きな被害を与えた．今回被害を受けた家屋および橋梁は，河床から 10m 程度以上の高い位置にあることから，土砂災害警戒区域（イエローゾーン）の適用外の場所であると考えられ，今後区域設定および指定に対しこれらの点を考慮に入れることの必要性について示唆するものであると思われる．

また，崩壊発生箇所の降水量について検討を行った結果，紀宝町周辺では 100mm を越える時間降水量が，大台町周辺の大規模崩壊は記録的な累積降水量による影響の可能性が考えられたが，今後その原因について地形・地質等も含め十分な検討を行う必要があると考える．

最後に本調査を実施するにあたり，国土交通省中部地方整備局紀勢国道事務所，三重県県土整備部および三重県環境森林部にお世話になりました．記して感謝申し上げます．

第Ⅴ編　提　言

第Ⅴ編　提言

○降雨～土砂災害に及ぼす地形・地質の影響

・斜面崩壊の要因分析のさらなる解明の必要性

台風12号の降雨による奈良県南部の山地斜面での大規模な崩壊箇所の特性や崩壊の実態を今後より明確にすることが重要である．この地域は従来から多雨地帯であったが，通常を上回る継続した降雨によって，斜面の大規模崩壊が生じた．全域で不規則に崩壊が生じているわけではなく，それらが集中する地帯が認められる．これらの崩壊斜面で多く見受けられる斜面の特性としては，泥質混在岩が介在する箇所であること，流れ盤状態あるいはそれに近い斜面で，河川攻撃斜面からその上方斜面であることがあげられる．また，崩壊した斜面が，明治22年十津川大水害の際にも崩壊した履歴を持つ箇所あるいはその隣接地であった箇所も見受けられる．さらに，崩壊したほとんどの斜面は，崩壊前の地形に多少なりとも斜面変動を生じている地形的特徴を有している．大規模な崩壊に至った斜面の半数以上が，既に防災科学技術研究所から示されている地すべり地形分布図データベースで地すべり地形が認識される斜面である．

これらから，今回大規模崩壊に至った斜面のより詳細な実態把握を進めることが今後のこの地域での類似の崩壊機構解明につながるとみられる．また，斜面変動の兆候を広い範囲で示す地形特徴のさらなる検討が重要であるとみられる．これに加えて，それらの箇所の地質特性の把握とともに大規模崩壊に関わる斜面安定度の評価を行うことが重要であろう．

・大規模崩壊斜面の周辺域と顕著に表面化していない斜面変動の調査

今回，大規模に崩壊した斜面での現地調査を行った際，その周辺域においても不安定化した兆候として，地表面の亀裂発生や傾動が認められる箇所がある．今後の調査・対策においては，顕著な崩壊をきたした箇所だけでなく，隣接する周辺斜面についても斜面安定性に調査を行うことが重要である．

大規模に崩壊をきたした斜面だけでなく主要道路近傍や居住区に近い箇所での斜面変動の兆候が認めらる箇所についてもその箇所だけでなく，隣接するより広い斜面領域の評価が重要であろう．

・降雨と土砂災害の関係

和歌山県南部の大規模な斜面崩壊や土石流のほとんどは9月4日の0時から7時位にかけて発生している．県内の雨の降り方は，9月2日から本格的に振り出し，徐々に降雨量が増大し，4日にピークを迎えている．つまり，このような降雨と土砂災害の関係は，県南部が降雨に対して同じような耐性を有していることを意味していると推察され，土砂災害の発生メカニズムの解明だけでなく，今後の降雨に対する警戒・避難体制を考える上でも重要なポイントになる．

・土石流発生域における地形・地質的要因

熊野酸性火成岩類の分布域は，周辺の山地よりも一段高い山地を形成しており，湿潤な気流を擾乱させ，集中豪雨を発生させやすい地形であることに留意する必要がある．そして，これらの地域では，今回発生した斜面崩壊が東～南向きの谷筋に集中しているが，随所に巨礫を含んだ厚い土砂が堆積している状況が確認され，過去にも同様の大規模土石流が発生していることが伺われる．

今回の土石流によって，多数の花崗斑岩などの巨礫が流下して出現した．これらは，山地斜面の風化

帯において，いわゆる玉葱状風化によって形成された花崗斑岩の巨礫のほか，谷沿いに存在していた過去の崩壊・土石流堆積物の巨礫が再移動・流下したものである．あわせて，新たに多量の崩壊土砂・巨礫が谷全体に供給され，今回出現したのと同様の巨礫などが残存している箇所が多数あり，今後も同じような土石流の発生する可能性があることを忘れてはならない．

土石流は那智川およびその支流においても多数発生しており，支流での土石流発生は山腹崩壊が引き金になったと推察される．山腹崩壊発生のメカニズムを解明する上では，崩壊箇所に隣接する健全斜面との違い(主に素因)を究明することが重要といえる．

○降雨～土砂災害に及ぼすその他の要因の影響

・間伐材の影響

今回の土砂災害とともに流出した木材には，いわゆる間伐材が多くの割合でふくまれていた．山地斜面に放置された多くの間伐材が，今回の災害をどの程度大きくしたのか明らかでないが，防災上は間伐材についても注意していく必要がある．

○今後の防災対策

・ハードおよびソフト面での対策の充実

今回の災害では，情報の遮断が目立った．停電等で，固定電話回線は勿論，携帯電話等回線も繋がらないという地域があり，これらは完全な孤立化した．雨が激しく，かつ道路が至るところで寸断したため，安否すら確認できない状態が長く続いた．すなわち，こうした大災害に耐えうる防災連絡網の整備が急務である．また，同時に道路などのハード面でのしっかりしたネットワークの維持が大変重要であることもあらためて認識した．これらのソフト，ハード両面の対策は，来るべき大地震に際しても有効に機能を発揮するはずである．

・地形的な要因を考慮した確実な警戒・避難体制の確立

今回，人的被害が発生した地域の大部分は，洪水だけでなく土石流などの土砂災害が複合的に発生したところであり，河川災害だけでなく，土砂災害に対する対策の重要性も示している．和歌山県南部はほとんどが山地で平野部が少なく，河川周辺のわずかな平地部に集落が密集している．集落の後背はすぐに急峻な山になっており，水位の上昇や土砂災害が発生しても避難する場所が無いのが現状である．つまり，降雨開始後，かなり経過してから避難するのでは明らかに遅すぎる．途中の道路が寸断される危険性も高いため，地域が孤立化し，その地域の中でも逃げ場を失ってしまうことになりかねない．地形的な要因を考慮した防災体制の確立が最重要であることを今回の災害は示唆している．これは河川流域だけでなく，海岸部でも同じ状況である．

平成 23 年台風 12 号による紀伊半島における地盤災害調査報告書

編集者　公益社団法人　地盤工学会関西支部
平成 23 年台風 12 号による地盤災害調査団
団長　深川　良一

発行者　公益社団法人　地盤工学会関西支部
大阪市中央区谷町 1 丁目 5 番 7 号
ストークビル天満橋 801 号室
TEL (06)6946-0393

発行年月　平成 23 年 11 月

©2011　(社) 地盤工学会関西支部　不許複製