

4. 和歌山県那智川流域における土石流の発生頻度

Recurrence interval of debris flow in the Nachi River, Wakayama Prefecture, Japan

○西山賢一（徳島大学）・若月 強（防災科学技術研究所）

Ken-ichi NISHIYAMA and Tsuyoshi WAKATSUKI

1. はじめに

2011 年台風 12 号に伴う記録的な豪雨により、紀伊半島の各地では、大規模な深層崩壊とせき止め湖の発生など、戦後最大級の土砂災害に襲われた。和歌山県那智勝浦町を流れる那智川の流域では、大規模な深層崩壊は発生しなかったものの、斜面崩壊とそれに起因する土石流が集落まで流下し、甚大な被害が発生した。紀伊半島ではこれまでも、1889 年十津川災害や、1953 年有田川災害といった土砂災害に襲われてきた。一方、南海トラフを震源とする巨大地震による被害を受けてきた地域でもある。ところが、那智川流域では、歴史時代の土砂災害に関する検討が行われていない。そこで、歴史時代およびそれ以前に発生した土砂災害の履歴を解明していく必要がある。紀伊山地では、テフラや炭質物の ^{14}C 年代に基づく斜面崩壊発生間隔に関する検討例がまだ数例のみである^{1),2)}。筆者らは、2011 年豪雨による崩壊土砂が流下した那智川流域の複数の河谷内の堆積物中から、多数の材・炭質物を見出し、そのうち 22 試料の ^{14}C 年代測定を行った。今回は、得られた測定値に基づき、斜面崩壊に起因する土石流の発生頻度を検討した。

2. 那智川流域の地形・地質概要

那智川は、高原状の地形を呈する大雲取山（966m）の山地から流下し、世界遺産に指定された熊野那智大社背後の那智の滝を中流部にもつ。那智の滝より上流の那智川の河床勾配は、標高 500m を超える割に非常に緩傾斜である。那智川では、那智の滝以外にも多数の滝（例：陰陽の滝など）が分布しており、いずれも、大雲取山と隣接する妙法山（750m）・烏帽子岳（910m）などを構成する熊野酸性岩類（中期中新世）の花崗斑岩の急崖に位置する。花崗斑岩の下位には、下部中新統の熊野層群（砂岩・泥岩とその互層）が分布しており、花崗斑岩の急崖直下に明瞭な遷緩線を介して、相対的に緩傾斜である。この熊野層群分布域にあたる那智川支流沿いには、数段の段丘状の緩斜面が形成されているほか、谷口に沖積錐が成長している。これらの緩斜面・沖積錐は、主に花崗斑岩の径 1~3m 程度の巨礫を多く含む礫層から構成されている。地すべり地形は、熊野酸性岩類の分布域には認められず、熊野層群分布域にわずかに分布する。那智の滝の南側に位置する熊野那智大社～大門坂付近（熊野層群分布域）に、特に大規模な地すべり地形が認められる。

3. 2011 年台風 14 号豪雨による斜面崩壊とそれによる土石流堆積物

2011 年台風 12 号により那智川流域で発生した斜面崩壊と、それによる土石流堆積物の分布を図 1 に示す。熊野酸性岩の花崗斑岩からなる斜面で崩壊が発生したものが多く、熊野層群からなる斜面での発生例は少ない。斜面崩壊のうち、もっとも大規模なものは那智川右岸の支流・金山谷で発生した。ここでは、2つの滑落崖を持つ崩壊が、花崗斑岩からなる 0 字谷で発生し、崩壊土砂の一部は谷壁内に樹木とともに残存しているが、大部分は下流へ約 2km 流下し、那智川本流に達して河道をほぼ閉塞させた。この

ほか、那智川兩岸の複数の支流から斜面崩壊起源の土石流が流下し、谷口に形成されていた沖積錐を覆って堆積、もしくは那智川の河道内に突入してさらに流下した。谷口に供給された土砂量が特に多かった溪流は、金山谷のほか、陰陽谷・樋口南谷の計 3 溪流である。このほか、那智川左岸の若谷・二ノ瀬谷・樋口谷、右岸の麓谷・麓南谷でも、斜面崩壊起源の土石流が谷口まで達した。いずれも、堆積土砂は花崗斑岩の巨礫（径 1~3m）を主体とする礫層である。金山谷の崩壊深は 5~10m、それ以外は 1~3m 程度と推定され、ほとんどは表層崩壊である。金山谷を除き、崩壊規模が比較的小さいのに比べて、下流へ運搬された巨礫の量が非常に多い。このことは、花崗斑岩が風化過程で大きなコアストーンを形成しやすい性質を有することに加え、河床に堆積していた花崗斑岩の巨礫を主体とした崩壊堆積物が侵食され、今回の崩壊土砂に巻き込まれて流下したことが影響したと考えられる。なお、那智川流域にわずかに存在する地すべり地形では、2011 年豪雨による顕著な変状は生じていない。

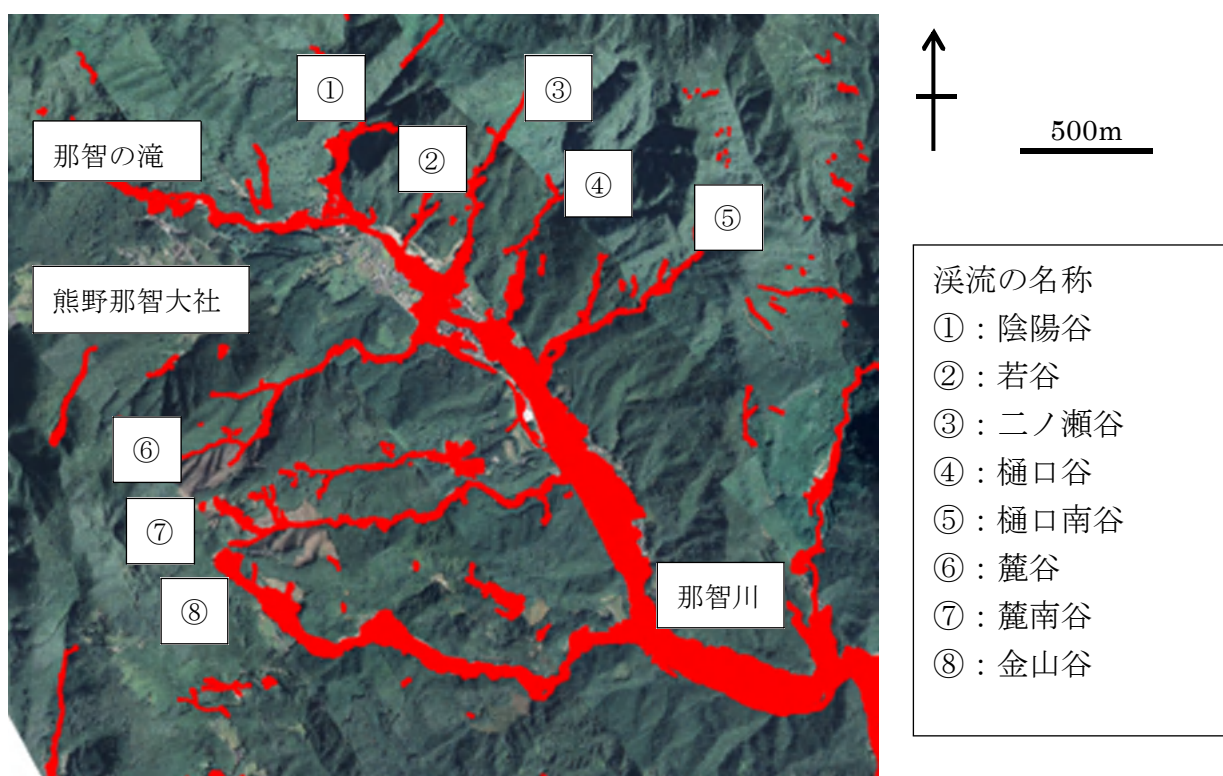


図 1 那智川流域における斜面崩壊起源の土石流の分布

4. 年代測定試料の採取地点と測定結果

今回、 ^{14}C 年代測定を行ったのは、6 溪流で採取した 22 試料である（表 1）。2 試料は河道堆積物から、それ以外はすべて河道側壁に露出した堆積物から見出された。溪流の源流部で採取したものが 1 試料で、中流部で採取したものが 12 試料、下流部が 2 試料、谷口が 6 試料である。観察できる範囲における堆積物の厚さは 1.5~8.5m、採取箇所の河床からの高さは 0.2~5.2m である。試料のうち、金山谷 1 の試料は、パリノ・サーヴェイ株式会社に依頼して樹種同定を行った。その結果、この材は樹芯を持ち、長軸約 12cm、最大幅約 3cm あり、針葉樹のヒノキ科（Cupressaceae）の根材に同定された（図 2 参照）。

得られた年代値（yrs BP）を表 1 に示す。 ^{14}C 年代測定はパリノ・サーヴェイ株式会社および株式会社加速器分析研究所に依頼し、AMS 測定を行った。 ^{14}C 年代は、 $\delta^{13}\text{C}$ により同位体効果の補正を行うとともに、暦年較正年代で表記した。測定結果のうち、3 試料（麓谷 4、麓南谷 5、金山谷 2）が現代となっ

たほか、麓谷 1 (62±22 BP) と麓南谷 4 (62±23 BP) は、暦年較正プログラムの適用範囲外となった。



図 2 金山地区で木片を採取した露頭。(金山谷 1)。露頭の高さは約 5m。この礫層の上位には石垣がつけられている。

表 1 試料採取位置の概要と年代値

溪流名	測定番号	試料名	位置	露頭形状	厚さ	河床からの高さ	年代値(yrs BP)
陰陽谷1	IAAA-120156	12042104-2	谷口	河道側壁	1.5m	0.5m	2,692±25
若谷1	IAAA-120145	12041702	中流	河道側壁	4.5m	1.5m	5,762±29
若谷2	IAAA-120146	12041704-1	中流	河道側壁	4.0m	2.2m	5,422±27
若谷3	IAAA-120147	12041705	中流	河道側壁	4.0m	1.1m	2,415±25
若谷4	IAAA-120449	12041701	中流	河道側壁	2.0m	0.2m	13,770±42
樋口南谷 1	IAAA-120457	12042103	中流	河道側壁	4.1m	1.0m	150±21
麓谷1	IAAA-120148	12041901	源流	河道堆積物	2.2m	2.2m	62±22
麓谷2	IAAA-113042	麓地区	谷口	河道側壁	2.0m	-	1,550±20
麓谷3	IAAA-120450	12041801	中流	河道側壁	6.0m	-	277±20
麓谷4	IAAA-120451	12041803	中流	河道側壁	3.0m	-	modern
麓谷5	IAAA-120452	12041805	下流	河道側壁	4.2m	2.0m	148±20
麓谷6	IAAA-120453	12041804	中流	河道側壁	1.5m	0.3m	141±22
麓南谷1	IAAA-120144	120303	中流	河道側壁	3.3m	1.1m	133±22
麓南谷2	IAAA-120151	12042005	下流	河道側壁	4.2m	0.6m	6,266±27
麓南谷3	IAAA-120150	1204202-1	谷口	河道側壁	8.5m	5.2m	9,923±36
麓南谷4	IAAA-120149	12042001	谷口	河道側壁	3.7m	0.3m	62±23
麓南谷5	IAAA-120454	12042004	谷口	河道側壁	2.7m	1.5m	modern
麓南谷6	IAAA-120455	12042007	中流	河道側壁	5.1m	1.9m	194±21
麓南谷7	IAAA-120456	12042002-2	谷口	河道側壁	8.5m	5.2m	9,507±34
金山谷1	IAAA-113041	金山地区	上流	河道側壁	5.0m	-	3,650±30
金山谷2	IAAA-120153	12042010	中流	河道堆積物	1.6m	0.7m	modern
金山谷3	IAAA-120154	12042012	中流	河道側壁	5.0m	3.7m	6,218±27

5. 得られた年代測定値の解釈

今回測定した年代値について以下に検討する。溪流河道付近に生育していた樹木が、斜面崩壊とそれに起因した土石流堆積物中に取り込まれ、堆積物の停止後に枯死・炭化した場合、得られた¹⁴C年代がほぼ崩壊発生年代を示すとみなしてよいであろう。一方、土石流堆積物の定置後に、堆積物の上面付近に根付いて生育した樹木が、のちに枯死して堆積物中に炭質物として残された場合、得られた¹⁴C年代より、崩壊発生年代のほうが古くなる可能性がある。後者の場合、採取した試料が根の場合に、より可能性が高いと考えられる。また、溪流内で倒木として枯死していた樹木を、崩壊起源の土砂が巻き込んで堆積した場合、得られた¹⁴C年代より崩壊発生年代のほうが新しくなる可能性がある。今回の試料のうち、金山谷1の試料が根と考えられるため、得られた¹⁴C年代より崩壊発生年代のほうが古くなる可能性があるが、これ以外の試料は樹種の特定を行っていないため、樹木の部位に基づく年代値の解釈は困難である。上記のような条件を考えると、同一イベント由来の年代試料であっても、得られた年代値に数10年程度の誤差が生じることは避けられない。

得られた年代値のうち、いくつかの測定値は近接またはオーバーラップしている。麓南谷2(6,266±27 BP)と金山谷3(6,218±27 BP)は、ともに6,250 BP程度のごく近接した値であることから、同一のイベントによって崩壊が発生した可能性が高い。これに関して、三重県宮川上流(秩父帯の付加体堆積岩分布域)のせき止め湖の形成年代が6,250 BPとされており²⁾、上記の2溪流の値とほぼ一致する。このことは、那智川の土石流堆積物の堆積と、宮川のせき止め湖の形成が、同一のイベントに由来する可能性を示唆する。その場合、紀伊山地の各地で斜面崩壊・地すべりなどを引き起こした可能性が考えられることから、他地域での編年を行ってデータを蓄積する必要がある。

このほか、(1) 陰陽谷1(2,692±25 BP)と若谷3(2,415±25)、(2) 若谷1(5,762±29 BP)と若谷2(5,422±27 BP)、(3) 麓南谷3(9,923±36 BP)と麓南谷7(9,507±34 BP)の3グループも近接するが、いずれも200~300年程度のずれがあるため、同一のイベント由来かどうかは判断できない。この3グループはそれぞれ別の崩壊イベントと見なせば、過去約13,000年間に13回、3グループをそれぞれ同じイベントと見なせば、過去約13,000年間に10回の土砂供給イベントが発生したことになり、いずれも発生間隔は1,000年のオーダーとなる。ただし、1788年以降2011年までに3回のイベントが生じていることから、1,000年オーダーという発生間隔の見積もりは、やや過小評価となっている可能性がある。この理由として、今回対象とした河道側壁に残存する土石流堆積物は、堆積後の侵食によって失われる確率が高いことが考えられる。また、おそらく近世以降に採掘が本格化した妙法鉦山(現在は閉山。麓谷・麓南谷・金山谷周辺に採掘跡やズリが点在)の鉦山開発による影響の有無についても検討する必要がある。

6. 歴史時代の災害記録と年代測定結果との対応

今回検討を行った土石流堆積物の発生要因について、歴史時代の災害記録に基づいて検討する。麓谷1(62±22 BP)と麓南谷4(62±23 BP)は、いずれも暦年較正プログラムの適用範囲外ではあるが、1889年十津川災害の発生年代にほぼ一致した。「和歌山県災害史」³⁾によれば、1889年十津川災害で、那智川流域で土砂災害が起こったとの記述はないものの、上記の2溪流では、集落に被害をもたらさない程度の土石流が発生したと考えられる。次に、150 BP程度の年代値を示す試料が3溪流の5試料と多い(樋口南谷:150±21 BP, 麓谷5:148±20 BP, 麓谷6:141±22 BP, 麓南谷1:133±22 BP, 麓南谷6:194±21 BP)。この値に近い歴史災害としては、1821年豪雨・暴風と、1788年豪雨の2つが挙げられる。「和

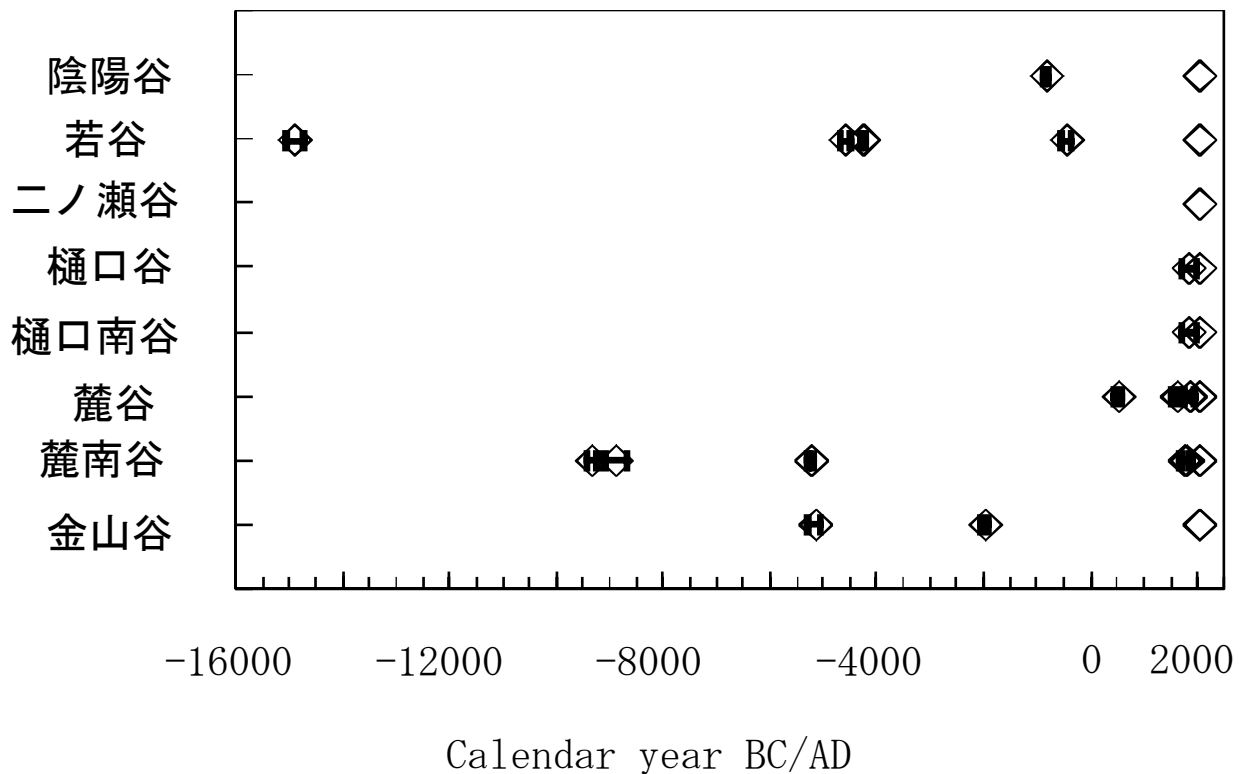


図3 那智川支流（8 溪流）における土石流発生時期の時空間分布. 横軸は暦年，エラーバーは 2σ . 白抜きは 2011 年に土石流が発生した溪流（8 溪流すべて）. 暦年較正プログラムの適用範囲外となった麓谷 1 (62 ± 22 BP) と麓南谷 4 (62 ± 23 BP) は，図から除外した.

歌山県災害史」によると，1788 年豪雨では那智川流域で斜面崩壊が多発し，26 名の犠牲者が出たほか，那智の滝の滝壺を巨岩が埋める被害が出たとされていることから，上記の 5 試料を含む土石流堆積物は，1788 年豪雨で発生した可能性が考えられる．今回の検討で少なくとも 3 溪流で土石流が発生したことから，1788 年豪雨は，那智川流域で土石流を多発させる規模であったとみなすことができ，これ以外の溪流でも発生した可能性がある．

南紀ではこのほかに，繰り返し発生してきた南海・東海地震をはじめ，被害地震が多く記録されている．今回対象とした土石流堆積物が，これらの地震に起因して発生した可能性も考えられるため，「最新版 日本被害地震総覧」⁴⁾に基づき，南紀で被害が発生した地震をリストアップした．その結果，南海トラフを震源とする巨大地震としては，1944/1946 年，1854 年，1707 年，1605 年，1498 年，1360 年，1096/1099 年，887 年，684 年がある．このほかの被害地震としては，1778 年，1664 年，1529 年，1456 年，1408 年，1180 年，1038 年，938 年，922 年，734 年がある．これらの被害地震発生年代と，今回得られた年代値とを比較すると，麓谷 3 (277 ± 20 BP) が，1664 年地震（新宮・丹鶴城が一部破損）または 1707 年宝永地震（新宮で斜面崩壊あり）に近い．1707 年宝永地震は，南海トラフの広域を震源とした巨大地震とみなされており，静岡県安倍川源流域で発生した大谷崩や，高知県室戸市の加奈木崩れ，高松市の五剣山の岩盤崩壊など，大規模な斜面崩壊・岩盤崩壊が発生したと考えられている^{5),6)}．紀伊山地における宝永地震による斜面崩壊についてはこれまで調べられておらず，今後，よりくわしく検討する必要がある．

今回得られたこのほかの測定値と，上記の複数の被害地震記録とは合致しないため，今回対象とした土石流堆積物の多くは，歴代の南海トラフ巨大地震によって発生したものととは考えにくい．むしろ，1788

年や 2011 年のような記録的豪雨によって繰り返し発生してきた可能性が高い。6,250 BP に発生した三重県宮川のせき止め湖の成因として地震による山体崩壊が推定されているが²⁾、古文書記録のない時代の崩壊堆積物の層相・規模・年代だけでは、その発生原因が地震か豪雨かを特定することは概して困難である。今後、紀伊山地から多くの崩壊堆積物を見出して編年を行うとともに、歴史時代の災害記録（特に歴代の南海トラフ巨大地震）との対応を検討する必要がある。

7. おわりに

今回の検討では、複数の支流で同一イベントによる土石流が多発したと見積もられた例（1788 年豪雨）を除くと、それぞれの土石流の規模については言及できなかった。規模の見積もりは一般に容易ではないが、試料採取位置における地層の厚さ、地形的な位置（支流の源流、中流、下流、谷口の沖積錐）と河床勾配、含まれる礫の最大径などに基づいて、今後、それぞれの土石流の規模を検討する必要がある。

文献：

- 1) 吉永秀一郎・小岩直人（1996）森林山地における更新世末期から完新世初頭にかけての地形変化。地形，17，pp. 285-307.
- 2) 植木岳雪・永田秀尚・小嶋 智・沼本晋也・飯島文男（2011）紀伊半島中部，宮川上流域における山体崩壊の発生時期と発生頻度：せき止め湖堆積物を用いて。日本第四紀学会講演要旨集，41，pp. 44-45.
- 3) 和歌山県編（1963）「和歌山県災害史」，和歌山県，582p.
- 4) 宇佐美龍夫（2003）最新版 日本被害地震総覧。東京大学出版会，605p.
- 5) 中村浩之・土屋 智・井上公夫・石川芳治（2000）地震砂防。古今書院，190p.
- 6) 四国山地砂防事務所（2004）四国山地の土砂災害。国土交通省四国地方整備局四国山地砂防事務所，68p.