

## 近年の地質災害から学んだこと

### What We Learned from Recent Geohazards

千木良雅弘

Masahiro CHIGIRA

#### Synopsis

Geohazards have occurred almost every year and their mechanisms have been still being newly found. The physical principles that control landslides are rather simple and mostly already known, but the diversity in geological conditions beneath the ground surface makes it difficult to make models and to do quantitative analysis for their prediction and mitigation. Here, various cases of landslides induced by rainstorms and earthquakes are reviewed and new mechanisms found from them are introduced.

**キーワード:** 地質災害, 斜面崩壊, 降雨, 地震

**Keywords:** geohazards, landslide, rainstorm, earthquake

#### 1. はじめに

私は、1981年に財団法人電力中央研究所に入所し、16年にわたり発電設備にかかわる地盤の地質調査に携わり、岩石の風化や重力変形、斜面崩壊について研究した。その後、1997年に京都大学防災研究所に赴任し、23年にわたって地盤災害研究部門に属し、山地災害に関する研究を継続してきた。赴任後、ほとんど毎年のように地質災害が発生し、主要なものも多くを調査してきた(Table 1)。本稿では、これらの調査を通じて、地質災害に関して新しく見えてきたことを振り返りたい。なお、ここでは火山活動そのものや地震活動そのものではなく、それらに起因して発生した災害を扱う。

地質災害の中には、特段の誘因なしに発生したものもあったが、多くは降雨あるいは地震によって発生したものである。ここでは、雨による表層崩壊、雨による深層崩壊、地震による深層崩壊、さらに、地震と雨の前後関係と斜面崩壊について述べ、新しく明らかになってきたこと、また、未だに明確になっていないことを指摘し、発生場所や発生時の予測にあたっての注意を喚起したい。

#### 2. 雨による表層崩壊

Table 2は、主に我が国の降雨による災害を時系列で並べ、それらの地質と、斜面表層部の崩壊が多発したか、地下深くの岩盤までもが崩壊した深層崩壊が発生したか、を記したものである。そして、これらを地質毎に並べ替えたものがTable 3である。Table 3を見ると、地質によって、表層崩壊が多発したが深層崩壊が発生しなかった場合と、逆に深層崩壊が発生したが表層崩壊が極めて少なかった場合とがあったことがわかる。従来、表層崩壊は、斜面表層の風化物や土層が崩壊するものであり、地質とは関係ないと長い間信じられてきたが、そうではないことをこの表は如実に示している。雨による表層崩壊では、明らかに、多発しやすい地質としない地質とがある。これは、地質によって斜面表層部の構造が違うからである。

表層崩壊が多発した場合の地質についてまとめると、少なくとも5つのパターンが認められる(Fig. 1, 千木良, 2007a; 2018)。1) 表層の土層の下が明瞭な境界を介して高強度、低透水性な岩盤である場合 (Fig. 1A), 2) 表層の土層が細粒 (小間隙径) で、その下が粗粒 (大間隙径) の場合 (Fig. 1B), 3) 表層堆積物基底に水みちがある場合 (Fig. 1C), 4) 表層部が球状風

化によるコアストーンとマサからなる場合(Fig. 1 D) , 5)水平に近い地層で,下部が低透水性で,上部が高透水性の場合(Fig. 1E)である. 土層の下面が漸移的な場合には(Fig. 1F), 表層崩壊は発生しにくい. 花崗岩類は, 豪雨によって多数表層崩壊を起こしてきたが(Fig. 2), 後述するように, それには上記の1)のタイプと4)のタイプとがあった. ただし, 現在のところ, どのような花崗岩類が球状風化し, どのような花崗岩類が球状風化せずに, 例えばマイクロシーティングによって薄く割れるのかは明らかになっていない.

## 2.1 表層の土層の下部が明瞭な境界を介して相対的に高強度, 低透水な岩盤である場合(Fig. 1A)

ある種の岩石は, 斜面表層部が風化とクリープによって岩石構造を失って土層となり, このような構造—特に土層の下の明瞭な境界—を形成しやすい. また, そのような岩石の分布地域に, 降雨によって崩壊が多発してきた. たとえば, 最近では1998年福島県南部豪雨災害, 1999年広島豪雨災害, 2004年新潟豪雨災害(713災害), そして2004年台風21号災害, 2009年防府豪雨災害, 2014年広島豪雨災害, 2019年台風19号災害の時に数多く発生した.

1998年福島県南部豪雨災害:災害の発生した地域では, 火砕流凝灰岩が気相晶出作用を受け, トリデイトが岩石の基質を構成するようになっており, それが独特の風化帯構造を形成していた(Chigira et al., 2002). つまり, 強風化部の基底付近では岩石が斜面に平行な薄い板に割れて, 劣化し, 崩壊しやすい構造が形成されており(Fig. 3), その部分から上の土層がすべった(Chigira, 2002). このような風化帯の構造はこの岩石に特有であり, この災害に関連する研究がなされるまで知られていなかった. この岩石は風化によって自ら崩壊しやすい構造を形作るといえる.

1999年広島豪雨災害, 2014年広島豪雨災害, 2009年防府豪雨災害, 2019年台風21号災害(丸森町五福谷): 物理的風化によって谷方向に傾斜する細かな割れ目—マイクロシーティング—の発達した風化花崗岩の表層部が緩み, 土層となり, その部分が多く場所で崩壊した(Chigira, 2001). この構造は, ある種の花崗岩に特有の構造であり, これも降雨によって崩壊しやすい条件を形作る. マイクロシーティングが表層崩壊の原因となることは, 1999年広島豪雨災害の研究まで知られていなかったし, また, 今のところ, なぜこのような構造が形成されるのかは明確にはなっていない.

Table 1. A list of recent geohazards in Japan and nearby countries.

1996年2月豊浜トンネル災害 (北海道, 20名死亡)	
Toyohama rock fall	20 fatalities
1997年5月八幡平災害 (人的被害なし)	
Hachimantai landslide	No fatalities
1997年7月出水豪雨災害 (鹿児島, 21名死亡)	
Izumi landslide-debris flow by rainstorm	21 fatalities
1998年8月福島県南部豪雨災害 (8名死亡)	
Fukushima-kenNanbu rainstorm	8 fatalities
1999年2月横浜がけ崩れ (人的被害なし)	
Yokohama rock fall	No fatalities
1999年6月広島県豪雨災害 (24名死亡)	
Hiroshima rainstorm	24 fatalities
1999年9月台湾集集地震	
1999 Taiwan (Chi-Chi) earthquake	
2000年9月東海豪雨災害	
Tokai rainstorm	
2001年7月神津島地震・降雨災害	
2001 Kozushima earthquake and rainstorm	
2002年8月台風ルーサ (韓国, 200名?)	
Korea (Typhoon Rusa rainstorm)	200 fatalities?
2003年7月水俣災害 (21名死亡)	
Minamata rainstorm	21 fatalities
2004年7月新潟・福島豪雨 (土砂災害2名死亡)	
Niigata-Fukushima rainstorm	2 fatalities
2004年10個の上陸台風による災害	
Rainstorms by 10 Typhoons	
2004年10月新潟県中越地震 (土砂で6名死亡)	
2004 Mid-Niigata prefecture earthquake	6 fatalities by landslides
2005年9月台風14号 (土砂で22名死亡)	
Rainstorms by Typhoon 14	22 fatalities by landslides
2005年10月バキスタン北部地震 (土砂で2万6千人死亡)	
2005 Northern Pakistan earthquake	26 thousand fatalities by
2007年3月能登半島地震 (土砂災害死者0)	
2007 Notohanto earthquake	No fatalities by landslides
2007年7月新潟県中越沖地震 (土砂災害死者0)	
2007 Off Mid-Niigata earthquake	No fatalities by landslides
2008年5月中国四川地震 (死者6万9千人)	
2008 Sichuan earthquake	69 thousand fatalities
2008年6月岩手・宮城内陸地震	
2008 Iwate-Miyagi earthquake	
2009年8月台風モラコット (台湾, 死者619名, 小林村で400)	
Rainstorm by Typhoon Morakot	400 fatalities by ShiaoLin landslides
2009年9月バタン地震 (スマトラ, 死者600名以上)	
2009 Padang earthquake	Over 600 fatalities
2011年東北地方太平洋沖地震 (土砂災害で16名死亡)	
2011Tohoku earthquake	16 fatalities by landslides
2011年台風12号 (死者行方不明者93名, 56名は土砂災害)	
Rainstorm by Typhoon 12	56 fatalities by landslides
2013年伊豆大島台風26号 (死者不明者39名)	
Rainstorm by Typhoon 26 in Izuoshima	39 fatalities by landslides
2014年広島豪雨災害 (死者74名)	
2014 Hiroshima rainstorm	74 fatalities
2016年熊本地震	
2016 Kumamoto earthquake	
2017年九州北部豪雨 (死者37名)	
2017 Northern Kyushu rainstorm	37 fatalities
2018年西日本豪雨災害 (死者94名—広島県)	
2018 West Japan rainstorm	94 fatalities (Hiroshima)
2018年北海道胆振東部地震 (死者36人)	
2018 Hokkaido earthquake	36 fatalities by landslides

2004年新潟豪雨災害: 細かい角礫状に割れた新第三系泥岩の岩屑とその下の塊上泥岩とが明瞭な境界をもって接しており, これらの岩屑が崩壊した. 岩屑層は, 風化して軟質になった泥岩と粘土の混合物であるが, なぜこのように明瞭な境界が形成されるのかは今のところ明確にはなっていないが, おそらく泥岩が軟岩であることと関係しているように思われる. また, 1989年房総の豪雨災害の時にもおそらく同様の現象が起こった.

Table 2. A list of recent rainstorm disasters in Japan in chronological order (Chigira, 2018).

Year	Place	Geology	Deep-seated landslide	Shallow landslides	Month & date		Trigger
1989	Boso	Soft mudstone	—	○	7	31	Rain (Front and T12)
1993	Kagoshima	Shirasu	—	○	8	6	Rain (Front)
1995	Kagoshima	Shirasu	—	○	8	6	Rain
1997	Izumi in Kagoshima	Andesite, Tuff breccia	○	△	7	7	Rain (Baiu front)
1998	South of Fukushima	Weakly welded tuff	—	○	8	26	Rain
1999	Hiroshima	Granite	—	○	6	29	Rain (Baiu front)
1999	Rumoi, Hokkaido	Soft mudstone	—	○	7	28	Rain (Front)
2000	Kozu Island	Rhyolitic pyroclastics	—	○	7	1	Earthquake and rain
2000	Tokai area	Granite	—	○	9	11	Rain (Front and T14)
2003	Minamata, Hishikari	Andesite	○	○	7	20	Rain (Front)
2003	Hidaka, Hokkaido	Hard sedimentary rocks (Accretionary complex)	—	○	8	9	Rain (T10)
2003	Hidaka, Hokkaido	Soft sedimentary rocks (exfoliated)	—	○	8	9	Rain (T10)
2004	Nagaoka, Niigata	Soft mudstone	—	○	7	13	Rain (Baiu front)
2004	Asuwa catchment, Fukui	Volcanics (need to be checked)	—	○	7	13	Rain (Baiu front)
2004	Kisawa, Tokushima	Hard sedimentary rocks and green stone (Accretionary complex)	○	—	8	1	Rain (T10)
2004	Saijyo, Ehime	Schist	○	○	9	29	Rain (T21)
2004	Saijyo, Ehime; Kagawa	Hard sandstone (heavily weathered)	—	○	9	29	Rain (T21)
2004	Miyakawa, Mie	Hard sedimentary rocks (Accretionary complex)	○	—	9	28	Rain (T21)
2005	Mimikawa catchment, Miyazaki	Hard sedimentary rocks (Accretionary complex)	○	—	9	6	Rain (T14)
2006	Okaya, Nagano	Volcanic soil	—	○	7	19	Rain (Baiu front)
2009	Hofu, Yamaguchi	Granite	—	○	7	21	Rain (Baiu front)
2010	Shobarea, Hiroshima	Soil (Bed rock is rhyolite)	—	○	7	16	Rain (Front)
2011	Kii Mountains	Hard sedimentary rocks (Accretionary complex)	○	—	9	3	Rain (T12)
2012	Aso caldera	Volcanic soil	—	○	7	12	Rain (Baiu front)
2013	Izu-Oshima	Volcanic soil	—	○	10	16	Rain (T26)
2014	Hiroshima	Granite, Hornfels	—	○	8	20	Rain (Front)
2017	Hida, Oita	Andesite lava and pyroclastics)	○	△	7	5	Rain (Linear band)
2017	Asakura and Higashine, Fukuoka	Granodiorite	—	○	7	5	Rain (Linear band)
2017	Asakura and Higashine, Fukuoka	Schist	○	○	7	5	Rain (Linear band)
2018	Hiroshima	Granite	—	○	7	6	Rain (Front)
2018	Hiroshima	Rhyolite	—	○	7	6	Rain (Front)
2018	Uwajima, Ehime	Hard sandstone and mudstone (heavily weathered)	△	○	7	6	Rain (Front)
2019	Marumori, Miyagi	Granite	—	○	10	12	Rain (T19)

Table 2. A list of recent rainstorm disasters in Japan according to geology (Chigira, 2018). Surface structures correspond to Fig. 1.

Year	Month	Date	Place	Geology	Deep-seated landslide	Shallow landslides	Surface structure	Trigger
1999	6	29	Hiroshima	Granite	—	○	A	Rain (Baiu front)
2000	9	11	Tokai area	Granite	—	○	A	Rain (Front and T14)
2009	7	21	Hofu, Yamaguchi	Granite	—	○	A	Rain (Baiu front)
2014	8	20	Hiroshima	Granite, Hornfels	—	○	A, C	Rain (Front)
2017	7	5	Asakura and Higashine, Fukuoka	Granodiorite	—	○	D, F	Rain (Linear band)
2018	7	6	Hiroshima	Granite	—	○	D	Rain (Front)
2019	10	12	Marumori, Miyagi	Granite	—	○	A, D	Rain (T19)
1989	7	31	Boso	Soft mudstone	—	○	A	Rain (Front and T12)
1999	7	28	Rumoi, Hokkaido	Soft mudstone	—	○	A	Rain (Front)
2003	8	9	Hidaka, Hokkaido	Soft sedimentary rocks (exfoliated)	—	○	A	Rain (T10)
2004	7	13	Nagaoka, Niigata	Soft mudstone	—	○	A	Rain (Baiu front)
2004	9	29	Saijyo, Ehime; Kagawa	Hard sandstone (heavily weathered)	—	○	A	Rain (T21)
2018	7	6	Uwajima, Ehime	Hard sandstone and mudstone (heavily weathered)	△	○	A?	Rain (Front)
2003	8	9	Hidaka, Hokkaido	Hard sedimentary rocks (Accretionary complex)	—	○	A	Rain (T10)
2004	8	1	Kisawa, Tokushima	Hard sedimentary rocks and green stone (Accretionary complex)	○	—		Rain (T10)
2004	9	28	Miyakawa, Mie	Hard sedimentary rocks (Accretionary complex)	○	—		Rain (T21)
2005	9	6	Mimikawa catchment, Miyazaki	Hard sedimentary rocks (Accretionary complex)	○	—		Rain (T14)
2011	9	3	Kii Mountains	Hard sedimentary rocks (Accretionary complex)	○	—		Rain (T12)
2004	9	29	Saijyo, Ehime	Schist	○	○		Rain (T21)
2017	7	5	Asakura and Higashine, Fukuoka	Schist	○	○		Rain (Linear band)
1993	8	6	Kagoshima	Shirasu	—	○	B	Rain (Front)
1995	8	6	Kagoshima	Shirasu	—	○	B	Rain
2004	7	13	Asuwa catchment, Fukui	Volcanics (need to be checked)	—	○		Rain (Baiu front)
2006	7	19	Okaya, Nagano	Volcanic soil	—	○	A	Rain (Baiu front)
2012	7	12	Aso caldera	Volcanic soil	—	○	A	Rain (Baiu front)
2013	10	16	Izu-Oshima	Volcanic soil	—	○	A	Rain (T26)
2017	7	5	Hida, Oita	Andesite lava and pyroclastics)	○	△		Rain (Linear band)
1997	7	7	Izumi in Kagoshima	Andesite, Tuff breccia	○	△		Rain (Baiu front)
2003	7	20	Minamata, Hishikari	Andesite	○	○	E	Rain (Front)
1998	8	26	South of Fukushima	Weakly welded tuff	—	○	A	Rain
2010	7	16	Shobarea, Hiroshima	Soil (Bed rock is rhyolite)	—	○	C	Rain (Front)
2000	7	1	Kozu Island	Rhyolitic pyroclastics	—	○		Earthquake and rain
2018	7	6	Hiroshima	Rhyolite	—	○	A	Rain (Front)

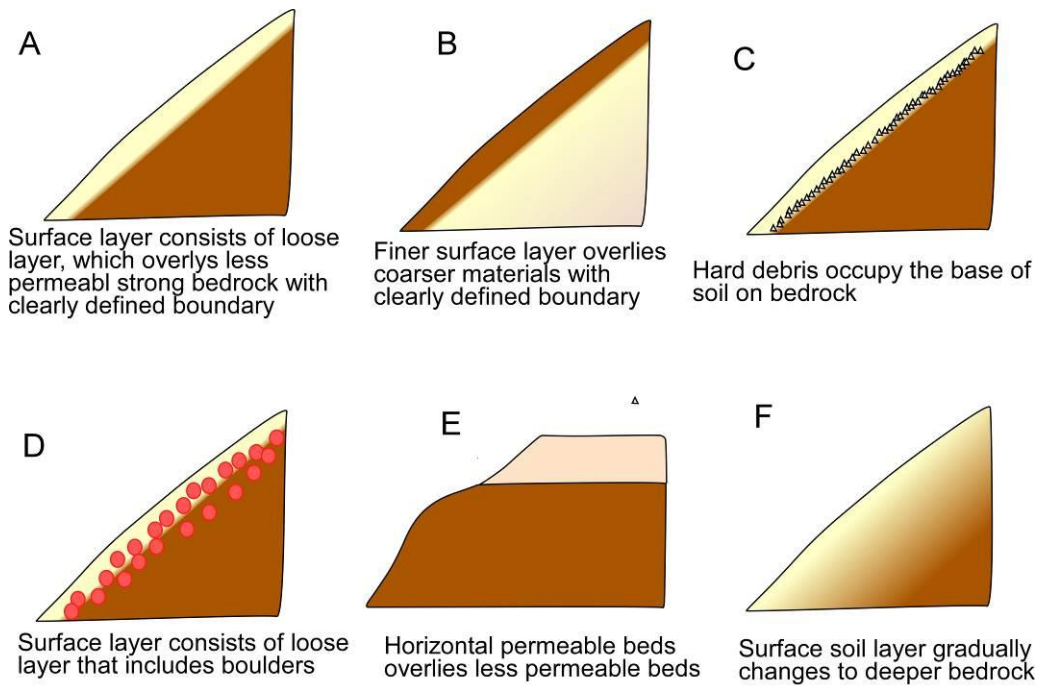


Fig. 1 Surface structures in relation to shallow landslides (Chigira, 2018). Structures A to D are made by weathering and susceptible to rain-induced shallow landslides. Structure E are generally made by sedimentation and shallow landslides could be induced at the surface portion of the boundary of two layers. Structure F is made by deep weathering and sometimes deep landslides are induced by rainstorms.

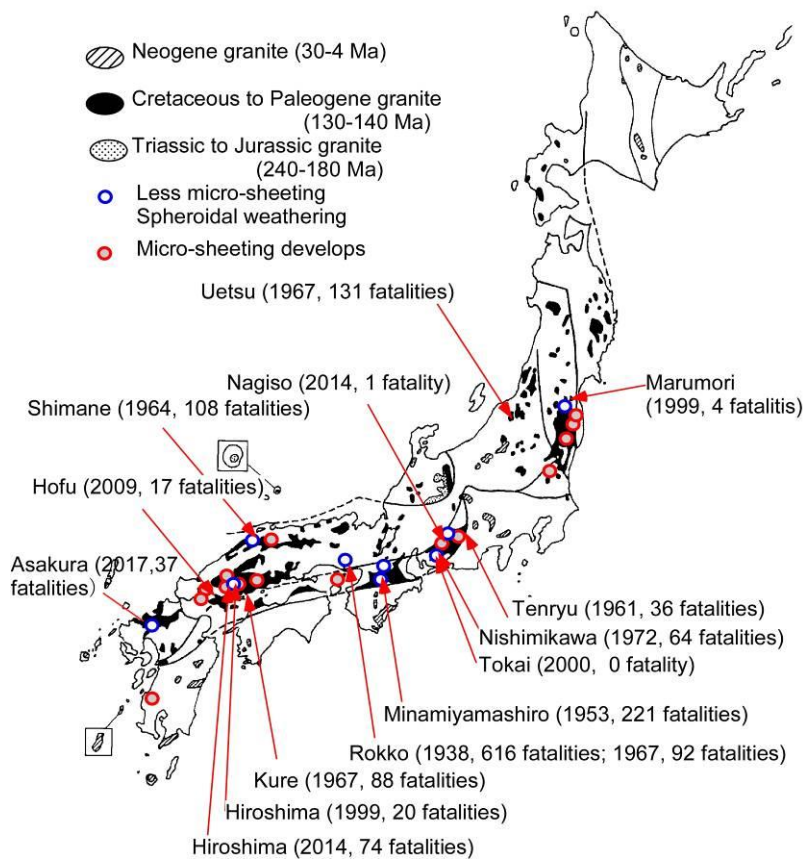


Fig. 2 Distribution of rainstorm disasters in granitoid areas. Data added to Chigira (2001)





Fig. 3 Exfoliation of vapor-phase crystallized ignimbrite due to weathering (Chigira et al., 2002).

2004年台風21号災害の時には、強く風化した白亜系和泉層群の砂岩主体の砂岩泥岩互層の表層土層が多数崩壊した(松澤他, 2014)。この土層の形成は、砂岩がもともとわずかな方解石によって膠結されていて、それが失われて砂粒子が分解していく過程に大きく関係していると推定されている(Matsuzawa and Chigira, 2020)。すなわち、どのような砂岩にも共通に同様の崩壊しやすい土層が形成されるものではないと考えられる。

これらの岩石では、表層の土層とその下の岩盤との間に透水係数に大きな差があるため、浸透した降雨は土層内に地下水面を形成し、土層下面で間隙水圧上昇と有効応力減少が起こり、その結果、せん断破壊が生じ、土層がすべったと解される。また、崩壊が発生しない時でも土中水は土層の下部を流れるため、その部分で地中侵食が進み、パイピングが起こることもある。

花崗岩類の風化帯構造は表層崩壊発生の有無に強く影響すると考えられている。愛知県の新小原村(現在豊田市)では1972年7月の西三河豪雨災害時に、マサの崩壊が多数発生し、その分布がマサの崩壊のメカニズムを示唆していた(新藤・恩田, 1987; 飯田・奥西, 1979)。そこには、中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩と粗粒の黒雲母花崗岩の2種類の「花崗岩」が分布し、前者の方は深くまで強く風化し、簡易貫入試験器の貫入抵抗で示される風化の程度は、3m以上の深さまで徐々に小さくなっていった。一方後者の方は、風化程度は深さ1m付近で著しいコントラストを示し、浅い部分では貫入抵抗は小さいが、1m付近で大きすぎて測定不能となっていた。そして、表層崩壊は後者の粗粒花崗岩に多発し、しかも貫入抵抗が著しいコントラストを示す1m付近よりも浅い部分が崩壊していた。一方の花崗閃緑岩には表層崩壊はきわめて少なく、きわだった対照を示していた(矢入他, 1972; 戸邊他, 2007)。この理由は、地下水の挙動に求められており、粗粒花崗岩では、表層部が降雨に

よって容易に飽和するために、表層崩壊が多発したと考えられている(Onda et al., 1992)。このように、花崗岩地域の表層崩壊の発生には、表層部の風化プロセス、特に風化程度の強いコントラストの形成が大きく関わっていると考えられている。この地域と周辺では、微小亀裂の発達したDh級の深層風化が進んでいることから、表層崩壊を起こした部分では、深層風化を受けたDh級花崗岩が斜面表層部で粒子に分離して土層になったと考えられる。

## 2.2 表層の土層が細粒（小間隙径）で、その下が粗粒の場合 (Fig. 1B)

この事例は比較的少ないが、南九州のシラスに代表される非溶結火砕流堆積物(凝灰岩)に見られる。シラスを構成する火山ガラスが風化すると、粘土鉱物のハロイサイトが形成され、結果的に未風化のシラスに比べて細粒になる。その結果、風化フロントで、一種の毛管バリア現象が起こると推定される。また、風化帯の表層部では、ハロイサイトが目詰まりを起こして、バンド状に集合することが見いだされ、そこで一時的な宙水が形成されると推定される。このような風化帯構造が明らかになり、シラスの表層崩壊は、宙水や毛管バリア現象による自重増加とサクシジョンの消失が崩壊の主要因と考えられるようになった(Fig. 4)(Chigira and Yokoyama, 2005; Yamao et al., 2016)。周知のように、シラスは表層崩壊を繰り返してきた。ただし、1993年鹿児島島豪雨災害と1995年の豪雨災害以降、近年にはあまり著しい崩壊災害の報告がない。このことの原因は定かではないが、雨の降り方と関係している可能性がある。

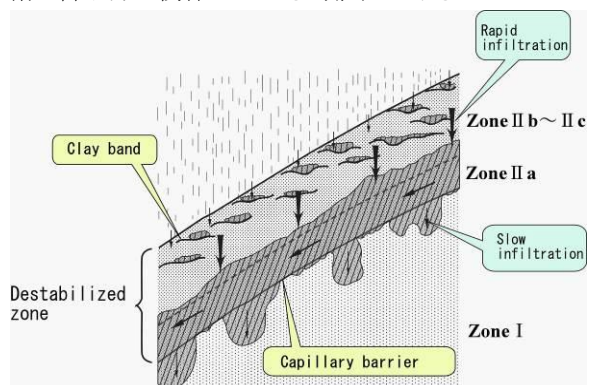


Fig. 4 Schematic diagram showing the weathering profile of unwelded ignimbrite and water migration (Chigira and Yokoyama, 2005).

## 2.3 硬質な岩片が土層の基底にあって水みちとなっている場合 (Fig. 1C)

地下水は、水圧の勾配（動水勾配）に従って流れているが、その勾配が著しく大きくなると水みちに

ある土粒子を押し流し、地中に孔を拡大し、斜面の崩壊につながることもある。地下水の流れは、大きくみれば均質であっても、局部的には微妙な地盤の不均質性を反映して最も流れやすいところを通っている。そして、豪雨などによって動水勾配が大きくなれば、流れは速くなり、通路にある土粒子を押し流していく。このようにして、地盤の中にパイプ状の水みちが形成されていくことがある。これをパイピング(piping)と呼ぶ。これは、水みちが斜面に顔を出す流出部によくみられる。

ホルンフェルスなど硬質の岩石からなる斜面では、硬い岩屑が谷を埋めて集積し、表流水の流路が明確でない地形が一般的に認められる。岩屑自体は透水性が良かったため、降水は下方に浸透し岩屑集積部の基底を流れる。そして、表面流出が生じることが少ないため、なかなかガリーは発達しない。岩屑集積部基底では、パイピングによって細粒分が流されて隙間となり、粗粒の岩片が取り残された層ができる。このような岩片の層はしばしば“透かし礫層”と呼ばれる。強い降雨があると、この透かし礫層の中を水が流下するが、その水圧が非常に高くなると、この礫層が破壊し、そこから水が噴出するような現象が発生するものと推定される。水圧の上昇は、流量の増加、あるいは水みちの一部閉塞によってもたらされると思われる。このようなメカニズムを示唆するような形態の崩壊は、2014年広島豪雨災害の時にホルンフェルス地域で多数発生した。Figure 5は、その一例であり、明瞭なガリーのない谷の途中から水が噴出し、崩壊が発生したものである。このような地形は、航空レーザー計測による地形の画像化によって明瞭に認められるようになった。

パイピングに起因する崩壊は、鹿児島県のボラと呼ばれる降下軽石に多発していることが知られている(岩松, 1976)。斜面の上部で造成を行ってボラの上部を露出させると、そこから雨水が浸み込み、斜面下部で湧出し、そこからパイピングが進行し、最終的にはボラがすべり落ちる場合がある。

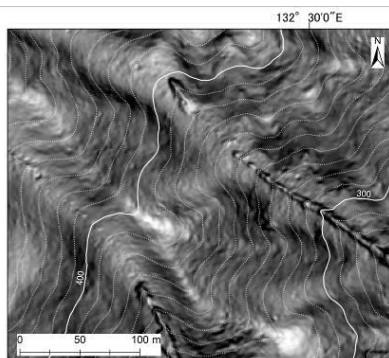


Fig. 5 Slope image of landslides that were induced by water gushing out from hollows (Chigira, 2018).

## 2.4 表層部が球状風化によるコアストーンとマサからなる場合 (Fig. 1D)

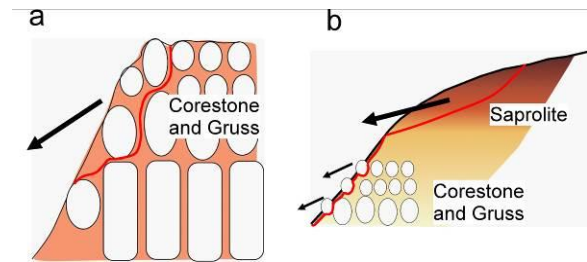


Fig. 6 Schematic diagrams showing the landslides of weathered granitoid. A: Landslides occurred during 2018 western Japan and 2019 typhoon 19 rainstorms. B: Landslides occurred during 2017 northern Kyushu rainstorm. A corresponds to A in Fig. 7 and B to B and C in Fig. 7.

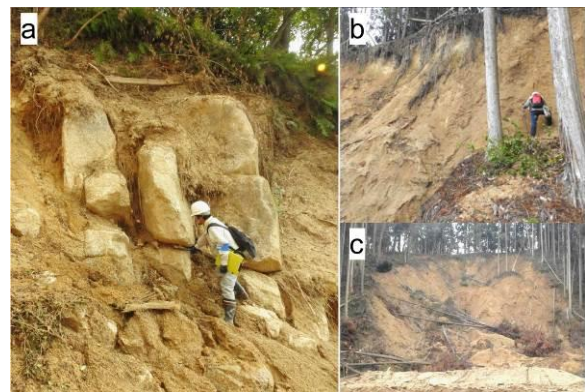


Fig. 7 Landslides in granitoid areas induced by rainstorms. A: Landslide of core stones and gruss during the 2018 Western Japan rainstorm. B Upper portion of a landslide induced by 2017 northern Kyushu rainstorm. The tree below a person slid together with the underlying saprolite. C: Overview of the landslide B.

2018年西日本豪雨災害の時には、広島市安芸区野東地区と広島県安芸郡熊野町川角地区で、球状風化した花崗岩が崩壊し、その中に含まれたコアストンの巨大岩塊が崩壊土石の破壊力を増し、被害を甚大なものにした。また、2019年台風19号豪雨災害時には、宮城県丸森地区でも、同様の斜面崩壊が発生した。これらは、Fig. 6, 7に示すように、コアストンの間のマサが地中侵食によって抜け出してコアストーンが不安定となり、マサとともに崩壊したものであった。類似した崩壊は、2017年九州北部豪雨災害の時に花崗閃緑岩地域で多発した。さらに、2017年九州北部豪雨災害時には、元の構造を保つ花崗閃緑岩のマサが付加さ5-6mに至るまで崩壊した事例もあった(Figs. 6, 7b,c)。このような厚い風化帯は豪雨では

崩壊しにくいのであるが(Fig. 1F), 降雨状況によっては崩壊することを示唆している。以上の2例が示すように、風化花崗岩の降雨時崩壊は、元の構造を失った土層崩壊以外のタイプも多数発生してきた。

## 2.5 水平に近い地層で、下部が低透水性で、上部が高透水性の場合 (Fig. 1E)

このような水理地質構造の場合、降水は当初鉛直浸透するが、低透水層にぶつかって、側方に流向を変え、最終的には斜面に流出する。このような水の流出箇所では表層崩壊が発生してきた。この発生には、流出水ではなく、地中の空気が浸透水によって封じ込められ、圧縮され、最終的に爆発するようにして、崩壊を発生させるというメカニズムも考えられている。

あまり意識されていないが、このタイプの崩壊は従来たくさん起こっている。1971年千葉県豪雨災害、1972年天草豪雨災害(西山・千木良, 2003a), 1972年長崎豪雨災害(西山・千木良, 2003b), 1998年福島県南部豪雨災害(Chigira, 2002)などの時にこのタイプの崩壊が発生した。1998年福島県南部豪雨災害の時には、前述した風化弱溶結凝灰岩の崩壊だけでなく、この弱溶結凝灰岩の上に水平に載る軽石や火山灰の崩壊も多発しており、それがこのタイプである。1971年千葉県豪雨災害の時には、多数の斜面崩壊が、古東京湾の堆積物である厚い砂層中で発生した。後に、砂層の中に難透水性粘土層が台地表面から10数m下に挟まれており、その上の高透水性の砂とその上の火山灰土が崩壊したことが発見された(川原, 2006)。このような、砂に粘土層がサンドイッチされる構造は、暴浪時の堆積物の特有のものであることが近年明らかになってきており、古東京湾の堆積物には広く分布しているものと推定される。つまり、1971年に崩壊が多数発生した領域は、降雨によって規制されており、それ以外の領域にも同様の雨が降れば、斜面崩壊が発生する可能性が高い。1971年災害の報告には、このような粘土層の存在は記述されなかったし、それが暴浪時に形成されるということもわかっていなかった。災害後の地質学的知見によって明らかになったことである。

## 2.6 表層崩壊の発生場所と時の予測について

表層崩壊は、個々の体積は小さくても、群発することが多く、また、降雨によって発生したものは大抵の場合土石流となって下流に甚大な被害を引き起こす。そのため、発生の場所と時間の予測研究がおこなわれてきた。それらの最も代表的なものは、物理モデルによる場所の予測と土壌雨量指数による発生時の予測(発生危険度の時系列的評価)である。

降雨による崩壊の物理モデルについては、神戸大学の沖村孝による研究が草分け的研究である(Okimura and Kawatani, 1987; 沖村他, 1984)。これは、斜面を流水方向の短冊に切り、その下の地盤構造を設定し、雨を降らせて地盤に浸透させ、地下水位を計算し、土層の下面のせん断破壊の安全率を計算するものである。物理モデルによる発生場所予測は、安定性を物理原則に基づいて定量的に示すことが可能であるが、広域にわたって地盤の中の構造や力学および水理学的性質に関する情報を必要としている。しかしながら、地盤内部は多様であり、これらを適切に設定することはほとんどの場合困難である。そのため、物理モデルについてはかなりの数の論文が公刊されているが、実用化に至っていない。地盤安定性評価に重要な情報の一つは、崩壊土層の厚さであり、その厚さを地表面の曲率から推定する手法が提案されている(Heimsath et al., 1999; 松四, 2016)。ただし、この方法は土層の厚さが時間的に変化しない、つまり定常状態にあるということを仮定としており、それが問題であるという批判もある(Phillips, 2010)。また、これらのモデルでは、単に岩盤が土層化して崩壊すると想定しており、前述してきたような岩石に応じた風化帯構造の違い等の地盤の多様性は考慮されていない。

1999年の広島豪雨災害以降、気象庁の土壌雨量指数(soil water index)が実用段階に入った(岡田他, 2001)。これは、地盤の中の水をリアルタイムに評価しようとする指標である。気象庁では、気象レーダーによって1km格子の空間分解能で降雨分布を算出し、それを地盤を模擬した直列に連結された3段タンクに注ぎ込み、これらのタンクの水の量(土壌雨量指数)を30分ごとに計算し、長期的な地盤の中の水分量を評価している。そして、これに1時間雨量などの短時間雨量を組み合わせて、水分状態が過去の土砂災害の経験から設定した限界状態を超えると予測されたときに、土砂災害警報が発せられることになっている。このシステムは、地表から上の部分の計測や計算については非常に高度なものであるが、地下のタンクはいわばブラックボックスで、全国一律同じものが使用されている。しかしながら、地盤の中は前述してきたように、多様なものである。また、次の章で述べるように、深層崩壊は表層崩壊とは異なるメカニズムで発生するものである。したがって、この土壌雨量指数に基づく発生時予測の信頼性には、原理的な限界があることを知っておく必要がある。

## 3. 雨による深層崩壊

前述したように、表層崩壊と対の用語で、深い地



質構造に起因して岩盤までもが崩れるのが深層崩壊である。これは斜面崩壊を断面的にみた用語であるが、たいていの場合、平面的な面積と体積も大きいことを考えると、大規模崩壊とほとんど同義である。両者ともに深さあるいは規模に明確な数値があるわけではない。ただ、一般的には深さ10m程度、体積10~100万m<sup>3</sup>程度以上のものについて用いられることが多い。

深層崩壊の語は、古くから表層崩壊と対して用いられてきたが、特に2009年の台湾小林村の崩壊と2011年台風12号による紀伊半島の多数の崩壊発生以降、注目を浴び、一般的に用いられるようになった。深層崩壊は、規模の大きさと突発性、高速性のために甚大な被害を引き起こすことが多い。また、天然ダムを形成して、それが決壊して下流に洪水を起こすこともある。

深層崩壊あるいは大規模崩壊の移動速度が正確に測定あるいは推定された例は多くないが、1984年長野県西部地震の際の御岳山の大崩壊の時には、岩層が距離8~10kmを移動し、時速71~95kmであったと推定されている(奥田他, 1985)。報告されている記録

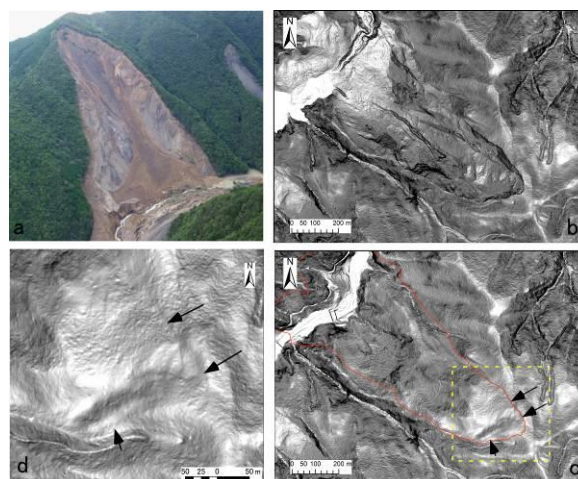


Fig. 8 Akatani landslide induced by 2011 typhoon Talas. A: View from the air. B: Slope image after the landslide. C: Slope image before the landslide. D: Closeup of the crown before the landslide. Arrows in C and D are plotted at the same points and indicate small scarps, which were the precursor of the landslide. DEM data provided from the Kinki Regional Development Bureau of the Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism. Modified from Chigira et al. (2013).

Table 4. A list of deep-seated catastrophic landslides induced by rainstorms in Japan and Taiwan (Chigira, 2018). Many are related to fault crush zones.

Disaster	Landslide	Slope angle (°)	Volume (m <sup>3</sup> )	Geology	Causes	Precursory landform
2003 Minamata	Hogawachi	30	26,000	Hisatsu volcanics (Andesite/tuff breccia)	Red clay (oxidation under high temperature)	Probable small scarps
2004 typhoon 21 (Miyakawa, Mie)	Kasugadani	40	500,000	Chert, Mudstone, Sandstone (Sambagawa belt)	Fault, dip slope	Small scarp
	Takisaka (Satona)	30	19,000	Green stone (Sambagawa belt)	Fault (wedge)	Small scarps along faults
	Kotaki	33	5,000	Mudstone (Sambagawa belt)	Dip slope (plunging fold)	No
	Oi	40	50,000	Mudstone (Sambagawa belt)	Dip slope (buckling)	No
2004 typhoon 14 (Saijo, Ehime)	Arakawa	32	170,000	Pelitic schist (Sambagawa belt)	Fault	Small scarp and bulge
2004 typhoon Aere (Taiwan)	Sha wenguan	32	Unknown	Miocene alternating beds of sandstone and mudstone (50° dip)	Dip slope (buckling)	Probable small scarps
	Taiping	30	Unknown	Ditto (58° dip)	Dip slope (buckling)	Probable small scarps
2005 typhoon 14 (Morotsuka, Miyazaki)	Hata	30	429,000	Mudstone (Shimanto belt)	Fault crush zone	Small scarp and bulge
	Hata-N	35	1,125,000	Sandstone (Shimanto belt)	High-angle fault	Small scarp and bulge
	Matsuo shinbashi	34	863,000	Mudstone and sandstone (Shimanto belt)	Dip slope?	Small scarp and bulge
	Shimato	46	333,000	Sandstone (Shimanto belt)	Fault crush zone	Small scarp and bulge
	Nonoo	45	3,300,000	Mudstone and sandstone (Shimanto belt)	Fault crush zone	Small scarp (old landslide)
2009 typhoon Morakot (Taiwan)	Shaoling		25,000,000	Mudstone and sandstone	Fault crush zone, bedding plane, buckling	Small scarp
2011 typhoon 12 (Nara and Wakayama)	Akadani	34	8,200,000	Broken formations, mixed rock (Shimanto belt)	Fault crush zone	Small scarp
	Akadani-N	29	2,100,000	Ditto	Fault crush zone	Small scarp
	Shimizu	36	930,000	Ditto	Dip slope	Small scarp
	Nagadono	34	4,100,000	Ditto	Dip slope	Small scarp
	Tsubonouchi A	32	240,000	Ditto	Unknown	Small scarp
	Tsubonouchi B	31	340,000	Ditto	Unknown	Small scarp
	Tsubonouchi C	30	1,200,000	Ditto	Unknown	Small scarp
	Kitamata	32	880,000	Ditto	Fault?	Small scarp
	Uguhara	34	1,600,000	Ditto	Fault?	Small scarp
	Nishitani bashi	31	650,000	Ditto	Fault crush zone	Small scarp
	Iya	27	5,200,000	Sandstone, alternating beds of sandstone and mudstone (Shimanto belt)	Dip slope (buckling)	Small scarp
	Nojiri	28	1,600,000	Broken formations, mixed rock (Shimanto belt)	Fault?	Small scarp
	Kuridaira	31	14,000,000	Ditto	Fault?	Small scarp
Fudono	32	240,000	Ditto	Unknown	Small scarp	
2017 northern Kyushu (Fukuoka and Oita)	Otoishi	23	Unknown	Green schist (Sangun belt)	Fault crush zone	Gravitationally deformed (detail not known)
	Ono	30	Unknown	Miocene andesite/tuff breccia	Red clay (oxidation under high temperature)	Scarp (old landslide)

では、1970年にペルーで発生したネバドス・ワスカンの崩壊が最も速かったようで、時速200~360kmと推定されている(Plafker and Ericksen, 1978). 大規模崩壊のうち水蒸気爆発などの火山活動に起因するものは、本書の守備範囲外である。

### 3.1 雨による深層崩壊の発生場

深層崩壊は突然発生するものと一般的には考えられがちであるが、その発生には長い間の重力斜面変形による準備期間があることが明らかになってきた。Fig. 4に、近年日本と台湾で発生した雨による深層崩壊を挙げた(千木良 (2007a)に加筆; 千木良, 2018). ここに挙げた深層崩壊のほとんどは重力斜面変形による前兆的な地形を伴っていたことが明らかになっており、その典型的なものは、小滑落崖である。小滑落崖が前兆地形であることは、2011年の台風12号によって紀伊山地で発生した深層崩壊群の事例で、発生前後の航空レーザー計測データを用いた詳細な地形の分析の結果、初めて明確になった(Fig. 8, Chigira et al., 2013). 地下深部に弱面があって、それ沿いにすべりが生じると、次第に地表にまで進展してきて、ついには移動体全体が周囲と切り離されると考えられる。すべりが地表にまで達すると、そこに小滑落崖が形成される。そして、次の段階として移動体の切り離しが急激に起こるのが深層崩壊であると考えることができる。

Table 4には30事例あげてあるが、これらのうちすべり面の特定できたものは26事例である。この表で断層破砕帯と記した8か所は、粘土(ガウジ)を伴う断層破砕帯にすべり面を持っていたものである。単に断層と記したものは破砕帯を伴っていた可能性はあるが明確ではないものである。いずれにしても、両者を合わせると16/26は断層をすべり面としていたことがわかる。また、2つの深層崩壊は溶岩の下位の赤色粘土をすべり面としていた。これは、おそらく凝灰角礫岩が上を流れた溶岩によって高温状態で酸化されたものが粘土化したものである。また、8つは流れ盤の面構造(層理面)に沿って滑ったもので、その内、4つは事前に地層が座屈していたものであった。つまり、少なくとも38%(10/26)は、遮水性を持つような粘土質な物質にすべり面ができていたこと、また、70%(18/26)の崩壊が同様に会った可能性があることになる。15%(4/26)は、事前に地層が座屈していた。残りの4つは、おそらく柱目盤と思われる流れ盤構造を持っていた。

粘土質の層は、一般的に低い透水性を持っている。西南日本の太平洋側に広く分布する四万十付加体では、深層崩壊のすべり面の形成された厚い断層破砕帯が地下で遮水層となり、その上の地下水と下の地

下水を分断していたことが明らかとなり、また、1度の降雨によって地下水位が10m以上も急激に上昇する可能性があることが明らかになってきている(Arai and Chigira, 2018). ただし、これらの深層崩壊の原因となった断層破砕帯の多くは、既存の地質図には記載されていなかったものである。これは、従来の地質調査では、ダム建設など詳細な地質性状を問題にする場合以外、構造発達史を明らかにすることが主目的であることが多く、断層破砕帯の規模や性状にはあまり注意が払われてこなかったためである。このように、地質図は、目的に応じた精度や分類が行われるものであることに、注意が必要である。他の例でいえば、地表を覆う厚さ数m程度の薄い崖錐堆積物や火山灰は描画されないことが多い。

## 4. 地震による深層崩壊

### 4.1 地震による深層崩壊の発生場

近年の地震の経験から、地震による深層崩壊は、化学的風化あるいは重力斜面変形によって斜面が崩壊直前の状態になっていた個所で発生したことが明らかになってきた。また、それを鍵にすれば、発生場所を予測できることもわかってきた。

#### (1) 化学的風化が先行した崩壊

化学的な風化は地下で長期に進行して岩盤を劣化させ、その結果は地形には現れないことが多い。近年の地震は、このようにして劣化した岩盤が地震時に急激に崩れることがあることを示している。特に、次に述べる火砕物の風化は地震による崩壊発生の重要な過程となっている。

火山灰や軽石などの降下火砕物は、空から降下して堆積するため、斜面に平行な層構造、つまり流れ盤構造を作る。そして、ところどころに風化が進んでハロイサイトが生成したような層を伴う。また、侵食や人為的な掘削によって斜面下部で切断され、斜面下方からの支えを失うことも多い。過去の経験は、このような構造の斜面が地震時に崩壊したことを教えている。

火砕物は、火山から噴出直後には硬質の火山ガラスや岩片の集合体であり、全体として固結はしていないにしても、構成物自体は脆弱なものではない。しかしながら、これが長年水と反応すると、水和・粘土化して劣化していく。そして、風化によって生成されたハロイサイトが地震時に脆弱にふるまい、流動的な崩壊の原因となることが、1978年の伊豆大島近海地震以降、多くの地震時崩壊について明らかになってきた(Chigira, 1982; Ohyagi et al., 1979; 田中, 1985; 千木良, 2018). ハロイサイトは、軽石に伴

って生成されていることが多いので、それらの分布を特定することによって、地震時の崩壊危険場所予測につなげることができる。降下火砕物の地震時崩壊の深さは、3m程度から200mと変化に富むが、ハロイサイトは、火砕物がある程度埋没してから地下で形成されるものであるため、深さが数mの場合もその地震時の崩壊は深層崩壊の一種とも考えることができる。

化学的風化による岩盤の劣化が地震時の崩壊の原因になることは、炭酸塩岩でも明らかになっており、泥岩でもそうしたことがあるらしいことがわかってきた。2008年中国汶川地震では、炭酸塩岩（ドロマイト、石灰岩）が数多くの場所で崩壊した。これらは、規則正しく成層しており、我が国のように成層構造が乱された石灰岩とは異なる。汶川地震で発生した炭酸塩岩の崩壊で大規模なものは、層理面に沿うすべりによるものであった。褶曲時に形成された層面すべり断層に沿う地すべりもあったが、断層でない場合にも、層理面に沿って岩石の溶食が進んで空隙ができ、上下の岩盤の接触面積が減少した面に沿って発生した地すべりも多かった(Chigira et al., 2010)。

2004年新潟県中越地震時には、泥岩分布域での地すべりもかなりの数発生した。その内、尼谷地すべりでは、すべり面は、おそらく、風化による溶解フロントに形成されており、酸に弱い微化石などが溶解されて生じた微細な空隙が地すべり発生の原因のように思える(千木良,2007b)。

## (2) 重力斜面変形が先行した地震時崩壊

重力斜面変形には様々なタイプのものがあり、中には、山体の側方拡大のように急激な崩壊には至らないものもあるが、地震によって崩壊に至るタイプがあることがあきらかになってきた (Table 5)。

### (a) 座屈

1999年台湾集集地震によって発生した九分二山の地すべりは、事前に重力によって地層が座屈しており、斜面下方からの支持力が低下していた(Wang et al., 2003)。地層の座屈は、一般的に、地層が斜面下部で抑えられている場合、つまり、平行盤あるいは逆目盤の斜面で生じ、地形的には斜面上部に凹地や滑落崖が形成される。このため、これらの構造と地形とが発生場所予測のカギになる。同様の崩壊には、2004年中越地震の時の風吹峠 および、2008年汶川地震の時の大光包（ダグアンバオ）、および清平（チンピン）の崩壊がある(Chigira et al., 2012)。

### (b) バットレス

逆目盤の構造で、斜面上部に弱い岩石があり、斜面下部で強い岩石がそれを支えている構造(バットレス構造, buttress)の場合、地震動によってその支えが破壊され、全体斜面の崩壊に至ることがある。著名なのは、1959年ヘブゲンレーク(Hebgenlake)地震によるマジソン(Madison)の崩壊であるが(Hadley, 1964)、類似したものは、715年の地震による長野県池口の崩壊がある(千木良,2002)。マジソンの崩壊の場合、重力斜面変形があったか否かは明らかになっ

Table 5. A list of earthquake-induced catastrophic landslides showing their geologic features and precursory landforms (Chigira, 2014).

Earthquake	Country	Magnitude	Seismic intensity at the landslide site	Landslide	Volume (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	Rock type	dip (°)	Structure*	Precursory landform	Reference	
715 earthquake	Japan	M 6.5-7.5**	Unknown	Ikeguchi	93	Sandstone, mixed rocks, green stone	50-60	UC	Bt	Head scarp	Chigira (2013)
1707 Hoei	Japan	M 8.4	5-6(JMA)**	Kanagi	8.5	Sandstone, mudstone	60-90	A	FT	Furrows	Chigira (2000)
1985 Papua New Guinea	Papua New Guinea	M 7.1	MM 8? (14 km from the epicenter)	Bairaman	200	Limestone	8	OC	U	Linear depression	King et al. (1989)
1999 Chi-Chi	Taiwan	Mw 7.6	465.3 gal EW 370.5 gal NS, and 274.7 gal UD 6 km north of the site	Chiu-fen-erh-shan	50	Sandstone, mudstone, shale	20-36	UC	B	Linear depression, steps	Wang et al. (2003)
				Tsaoling	125	ditto	14	OC	U	V-shaped linear depression	Chigira et al. (2003)
2004 Mid Niigata Prefecture	Japan	Mw 6.6 (Mj 6.8)	6+~7 (JMA)	Higashitakezawa	2	Sandstone, mudstone	20	OC	CU	Head scarp	Chigira and Yagi (2005)
				Shiono	5	ditto	14	OC	CU	Head scarp	
				Terano	0.5	ditto	14	OC	CU	Head scarp	
				Kazefukitoge	0.09	ditto	30-42 20	UC	B	Unknown	
2005 Northern Pakistan	Pakistan	Mw 7.6	MM 8	Dandbeh	65	Sandstone, mudstone	(plunge of a scarp)	OC	CU	Small scarps	Chigira (2007), Schneider (2008)
				Pir Bandiwala	1	Sandstone, mudstone	Unknown	Unknown	CU	Head scarp	
2008 Wenchuan	China	Mw 7.9	824.1 gal EW, 802.7 gal NS, and 622.9 gal UD	Daguanbao	837	Carbonate rocks	35-38 (oblique)	UC	B	Linear depression	Chigira (2010)
				Yinxingou	100?	Carbonate rocks	25?	OC	U	Unknown	
2008 Iwate Miyagi Inland	Japan	Mw 6.9 (Mj 7.2)	328 gal EW, 413 gal NS	Aratozawa	67 million	Sandstone, siltstone, tuff, welded tuff	0-2	OC	CU	Linear depression	Ohno et al. (2010)

\*: OC: over dip cataclinal; UC: under dip cataclinal; A: anaclinal; Bt: buttress; B: buckling; FT: flexural toppling; U: undercut; CU: collided the opposite slope then undercut  
\*\*: Usami (2003)

ていないが、池口の場合には、斜面上部に滑落崖が形成されていたと推定されている。バットレスのような構造の場合、斜面下部の支えを水圧によって破壊することは容易ではないのかもしれない。

### (c) すべり

桁目盤の斜面の場合、つまり、斜面傾斜が地層の傾斜よりも急な場合、地層は斜面下方で拘束されていないため、層理面に沿うすべりが生じることがある。そして、それは斜面上部で小滑落崖あるいは線状凹地を形成する。このタイプのものとして、1999年集集地震の時の草嶺の崩壊(Chigira et al., 2003)や、1985年のパプアニューギニアでの地震によるBairamanの崩壊がある(King et al., 1989)。いずれの場合も、線状の凹地は斜面全体のスケールに比べて小さかった。

### (d) 曲げトップリング

曲げトップリングは、基本的には自己安定化の方向に向かうものであるが、倒れた岩盤の下方が著しく侵食を受けるなどすると、不安定化し、地震の際に大規模に崩壊することがある。1707年宝永地震の際の四国のカナギの崩れ(千木良,1999)や静岡の白鳥の崩壊(安間,1987)がこの例である。地震によって発生する場合、前述した降雨による崩壊と同様に斜面上部に眉状の小崖がある—つまり地形的にも特定の領域が周囲から切り離されている—必要があるか否かについては定かではない。ただし、曲げトップリングの領域の斜面下方が崩壊などによって解放されている場合には崩壊の危険性が高いと考えられる。

## (2) 対岸衝突・下部切断地すべりの再活動

古い地すべりが対岸に衝突して一旦安定化し、その後河川などの侵食によって足元をさらわれた構造を持つ斜面は、安定化のための支持力を失った状態になっている。地震時にこのような斜面で地すべりが急激に再活動した事例が多く知られるようになってきた。たとえば、2004年の新潟県中越地震時の東竹沢や寺野の地すべり(Chigira and Yagi, 2006)、2005年のパキスタン北部地震の時のHattian (Danebeh)の地すべりがある(千木良,2007b)。このような履歴は、地形的にも把握が容易である。この

Table 6. Earthquakes with similar magnitudes occurred in similar geologic settings.

Earthquake	Date	Mj	Seismic intensity at landslide sites (JMA scale)	Number of landslides
2004 Mid-Niigata pref.	23-Oct	6.8	6~7	362
2007 Noto Peninsula	25-March	6.9	6~6+	15
2007 Off Mid-Niigata pref.	16-July	6.8	6~6+	18

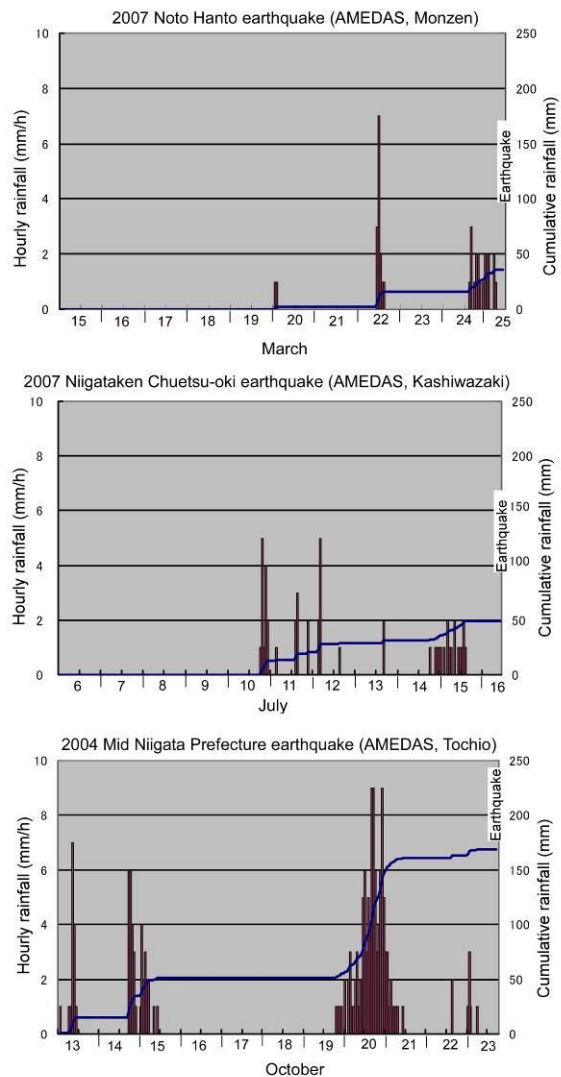


Fig. 9 Preceding rainfall before the three earthquakes, which had similar geologic background. Only 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake had large amounts of rainfall, which likely induced many numbers of landslides.

ような斜面下部の切断形態の場合、おそらく斜面下部の排水を促す方向に働くので、降雨によっては深層崩壊には至らないのかもしれない。

## 5. 地震と雨の前後関係と斜面崩壊

地震による地すべり発生の有無は、地震前の降雨状況によって大きく異なることが経験的に知られており、これは、地下水位および土の含水状態は岩盤や土の強度や動的挙動に強く影響するからであると考えられている。そして、このことは、実績に基づいてハザードマップを作成する場合に重要な要注意点である。実際、日本だけでなく、ニュージーランドでも事前降雨があった場合の方が地すべりの数や

規模が大きかったことが知られている(Dellow and Hancox, 2006). この場合は、岩石の種類は多様であった。

2004年新潟県中越地震は、数多くの地すべりを発生した。一方で、それとほとんど同様のマグニチュードで、同様の地質・地形的背景を持つ堆積岩地域に、同様の震度をもたらした2007年能登半島地震と2007年新潟県中越沖地震が引き起こした地すべりは極めて少なかった(Table 6). 新潟県中越地震は、それに先立つ3日間に100mmを超える降雨を経験していたのに対して、他の2つの地震に先行した降雨ははるかに少なかった(Fig. 6).

以上のニュージーランドと日本の経験とは、実績に基づいて地震時崩壊の危険度を評価する場合、先行降雨を適切に評価することが必要であることを示している。この点、ややもすると忘れがちである。

## 6. おわりに

降雨、洪水、地震動などに関する研究はかなり進歩し、今や必要なのは定量的な計算と情報発信にあるように見える。一方で、地質災害はどうかと見るに、一部では定量的な扱いも可能にはなってきているが、地盤の中の多様性の問題が常に大きく立ちはだかっている点が、他の分野の状況とは異なる。本稿で述べた降雨による表層崩壊も、風化などによって形成される地盤の中の多様性を反映したものであることが明確になってきた。しかも、これは、最近の研究によって明らかになってきたことである。1970年代に始まった表層崩壊の物理モデルによる発生予測も、未だに実用化には至っていない。これは、基本的に乗り越えられない問題があるからである。

「ない袖は振れない」。また、深層崩壊についても、近年一般的な適用が始まった航空レーザー計測によって、はじめてその発生予測の見通しが得られたところにある。さらに、降雨による深層崩壊の原因が厚い断層破碎帯にあるらしいことも最近わかってきたことである。斜面がすべるか否かを定める力学的原理は単純であるが、問題はその適用である。本稿で述べたような風化帯構造の多様性の実態や、深層崩壊に厚い断層破碎帯が強く絡んでいることなどは、最近になって明らかになってきたが、まだまだ道半ばである。地質災害の実態理解には、まだまだ博物学的な研究、機能的な研究が必要である。このようなことを考えると、無理なモデル化や演繹的な研究には落とし穴がある危険性があることを常に念頭に置くことが必要である。この点、他分野の研究者や一般の方々にもぜひご理解いただきたいと考える次第である。

## 謝辞

本稿は、筆者の定年退職にあたっての特別講演の内容を書き起こしたものである。防災研究所の23年間にわたる研究・教育活動にあたり、多くの同僚、友人、学生達にお世話になり、また、励まされた。すべての方に御礼申し上げる。

## 参考文献

- 安間了 (1987): 事例から見た地震による大規模崩壊とその予測手法に関する研究. 東海大学海洋学部学位論文, pp. 39-41.
- 大八木規夫・熊谷貞治・清水文健・田中耕平 (1979): 「1978年伊豆大島近海地震」に関する特別研究. 昭和52年度特別研究促進調整費, 70-95.
- 飯田智之・奥西一夫 (1979): 風化表層土の崩壊による斜面発達について. "地理評," 52, 426-483岩松暉. 1976. シラス崩壊の一形式—1976年6月梅雨前線豪雨による鹿児島市柴原台地周縁部の崖崩れについて—. 鹿児島大理紀要(地学・生物学), 9, pp. 87-100.
- 岡田憲治・牧原康隆・新保明彦・永田和彦・国次雅司・斉藤清 (2001): 土壌雨量指数. 天気, 48, pp. 349-356.
- 沖村孝・市川龍平・藤井郁也 (1984): 表土層内浸透水の修水モデルを用いた花崗岩表層崩壊発生位置の余地のための手法. 新砂防, 37, pp. 4-13.
- 奥田節夫・奥西一夫・諏訪浩・横山康二・吉岡龍馬 (1985): 1984年御岳山岩屑なだれの流動状況の復元と流動形態に関する考察. 京都大学防災研究所年報, 28-B, pp. 491-504.
- 川原千夏子 (2006): 未固結浅海堆積物の降雨による崩壊発生場の地質的制約—更新統下総層群の事例. 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻, 修士論文.
- 新藤静夫・恩田裕一 (1987): 山体地下水の存在場花崗岩山地(その1)(愛知県小原村). 文部省科学研究費自然災害特別研究(1), pp. 42-51.
- 田中耕平 (1985): 長野県西部地震における斜面崩壊の特徴. 土と基礎, 33, pp. 5-11.
- 千木良雅弘 (1999): 加奈木崩れ. 村浩之・土屋智・井上公夫・石川芳治(編) 地震砂防. 古今書院, pp. 38-40.
- 千木良雅弘 (2002): 南アルプス池口崩れの地質構造. 第41回日本地すべり学界研究発表会講演集(徳島), pp. 113-114.
- 千木良雅弘 (2007a): 降雨と地質と崩壊. 地質と調査,



- pp. 10-16.
- 千木良雅弘 (2007b): 崩壊の場所—大規模崩壊の発生場所予測—. 近未来社, 名古屋.
- 千木良雅弘 (2018): 災害地質学ノート. 近未来社, 名古屋.
- 戸邊勇人・千木良雅弘・土志田正二 (2007): 愛知県小原村の風化花崗岩類における崩壊密度, 岩石組織, および風化性状の定量的な関係. 応用地質, 48, pp. 66-79.
- 西山賢一・千木良雅弘 (2003a): 1972年天草豪雨で発生した斜面崩壊の地質的特徴. 京都大学防災研究所年報, 46, pp. 149-158.
- 西山賢一・千木良雅弘 (2003b): 1982年長崎豪雨災害で発生した斜面崩壊の地質的特徴. 京都大学防災研究所年報, 45, pp. 47-59.
- 松四雄騎 (2016): 土層の生成および輸送速度の決定と土層発達シミュレーションに基づく表層崩壊発生場および崩土量の予測. 地形, 37, pp. 427-453.
- 松澤真・千木良雅弘・土志田正二・中村剛 (2014): 岩石の風化程度および削剥前線に支配された表層崩壊発生場-和泉層群の例-. 応用地質, 55, pp. 64-76.
- 矢入憲二・諏訪兼位・増岡康男 (1972): 47. 7豪雨に伴う山崩れ 愛知県西加茂郡小原村・藤岡村の災害. 昭和47年度文部省科学研究費報告書 昭和47年7月豪雨災害の調査と防災研究(研究代表者 矢野勝正), pp. 92-103.
- Arai, N. & Chigira, M. (2018): Rain-induced deep-seated catastrophic rockslides controlled by a thrust fault and river incision in an accretionary complex in the Shimanto Belt, Japan. *Island Arc*, 27, 17, doi: 10.1111/iar.12245.
- Chigira, M. (1982): Dry debris flow of pyroclastic fall deposits triggered by the 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake: the "collapsing" landslide at Nanamawari, Mitaka-Iriya, southern Izu Peninsula. *Journal of Natural Disaster Science*, 4, pp. 1-32.
- Chigira, M. (2001): Micro-sheeting of granite and its relationship with landsliding specifically after the heavy rainstorm in June 1999, Hiroshima Prefecture, Japan. *Engineering Geology*, 59, pp. 219-231.
- Chigira, M. (2002): Geologic factors contributing to landslide generation in a pyroclastic area: August 1998 Nishigo Village, Japan. *Geomorphology*, 46, pp. 117-128.
- Chigira, M., Nakamoto, M. & Nakata, E. (2002): Weathering mechanisms and their effects on the landsliding of ignimbrite subject to vapor-phase crystallization in the Shirakawa pyroclastic flow, northern Japan. *Engineering Geology*, 66, pp. 111-125.
- Chigira, M., Tsou, C.Y., Matsushi, Y., Hiraishi, N. & Matsuzawa, M. (2013): Topographic precursors and geological structures of deep-seated catastrophic landslides caused by Typhoon Talas. *Geomorphology*, 201, pp. 479-493, doi: 10.1016/j.geomorph.2013.07.020.
- Chigira, M., Wang, G. & Wu, S. (2012): Landslides induced by the Wenchuan earthquake. In: Clague, J.J. & Stead, D. (eds.) *Landslides Types, Mechanisms and Modeling*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 383-392.
- Chigira, M., Wang, W.-N., Furuya, T. & Kamai, T. (2003): Geological causes and geomorphological precursors of the Tsaoling landslide triggered by the 1999 Chi-Chi Earthquake, Taiwan. *Engineering Geology*, 68, pp. 259-273.
- Chigira, M. & Yagi, H. (2006): Geological and geomorphological characteristics of landslides triggered by the 2004 Mid Niigata prefecture Earthquake in Japan. *Engineering Geology*, 82, pp. 202-221.
- Chigira, M. & Yokoyama, O. (2005): Weathering profile of non-welded ignimbrite and the water infiltration behavior within it in relation to the generation of shallow landslides. *Engineering Geology*, 78, pp. 187-207.
- Dellow, G.D. & Hancox, G.T. (2006): The influence of rainfall on earthquake-induced landslides in New Zealand. *New Zealand Geotechnical Society 2006 Symposium*. Institution of Professional Engineers. Proceedings of technical groups / Institution of Professional Engineers New Zealand Nelson, New Zealand, pp. 355-368.
- Hadley, J.B. (1964): Landslides and related phenomena accompanying the Hebgen Lake earthquake of August 17, 1959. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 435, pp. 107-138.
- Heimsath, A.M., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K. & Finkel, R.C. (1999): Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth. *Geomorphology*, 27, pp. 151-172.
- King, J., Loveday, I. & Schuster, R.L. (1989): The 1985 Bairaman landslide dam and resulting debris flow, Papua New Guinea. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 105, pp. 257-270.

- Matsuzawa, M. & Chigira, M. (2020): Weathering mechanism of arenite sandstone with sparse calcite cement content. *Catena*, 187, 104367, doi: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104367>.
- Okimura, T. & Kawatani, T. (1987): Mapping of the potential surface-failure sites on granite slopes. In: Gardiner, V. (ed.) *International Geomorphology*. Wiley, Chichester, pp. 121-138.
- Onda, Y., Mori, A. & Shindo, S. (1992): The effects of topographic convergence and location of past landslides on subsurface water movement on granitic hillslope. *Journal of Natural Disaster Science*, 14-1, pp. 45-48.
- Phillips, J.D. (2010): The convenient fiction of steady-state soil thickness. *Geoderma*, 156, pp. 389-398, doi: [10.1016/j.geoderma.2010.03.008](https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.03.008).
- Plafker, G. & Ericksen, G.E. (1978): Nevados Huascaran avalanches, Peru. In: Voight, B. (ed.) *Rockslides and avalanches. 1 Natural Phenomena*. Elsevier, Amsterdam, pp. (2003): *Geomorphological Precursors of the Chiu-fen-erh-shan Landslide Triggered by the Chi-chi Earthquake in Central Taiwan*. *Engineering Geology*, 69, pp. 1-13.
- Yamao, M., Sidle, R.C., Gomi, T. & Imaizumi, F. (2016): Characteristics of landslides in unwelded pyroclastic flow deposits, southern Kyushu, Japan. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16, pp. 617-627, doi: [10.5194/nhess-16-617-2016](https://doi.org/10.5194/nhess-16-617-2016).

(論文受理日 : 2020年5月29日)