招待論文

地すべり・崩壊の発生場所予測
— 地質と地形からみた技術の現状と今後の展開 —PREDICTION OF POTENTIAL LANDSLIDE SITES — FROM THE VIEWPOINT OF GEOLOGY
AND GEOMORPHOLOGY —千木良 雅弘¹

Masahiro CHIGIRA

¹ 京都大学教授 防災研究所 地盤災害研究部門 山地災害環境分野 (〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)
E-mail: chigira@slope.dpri.kyoto-u.ac.jp**Key Words** : landslide, slope failure, earthquake, rainstorm

地すべり・崩壊発生場所を広域から抽出するための地質・地形的考え方と手法について現状をとりまとめた。表層崩壊に対しては、現在の技術で個々の発生場所を特定することは、土層の構造と性質が空間的に多様であるがために困難である。むしろ、自治体程度の広がり危険度を既往の崩壊実績で評価することが実際的である。既往の崩壊地形は近年実用化された航空レーザースキャナによって検出可能である。体積 10 万 m³ を超えるような大規模な地すべり・崩壊については、降雨による場合も地震による場合も、あらかじめ前兆的な地形が認められることが多いので、それを鍵にして発生場を予測することができる。ただし、地震によって発生する降下火砕物の急激なすべりや崩壊は前兆的な山地斜面の変形を伴わないので、その物質自体の存否を把握することが重要である。

1. はじめに

土砂災害は、地すべり、斜面崩壊、土石流、落石、崩落、によって引き起こされる。これらの中でも、近年では地すべり、斜面崩壊、さらに斜面崩壊に起因した土石流が非常に多く発生してきている。わが国では、昨年 2004 年には 10 個を数えた上陸台風と新潟県中越地震によって甚大な災害が引き起こされた。特に 2004 年新潟県中越地震は著名な地すべり地帯で発生し、数多くの地すべりを発生させた。ここでは、土砂災害軽減のための地すべり、斜面崩壊の発生場所の予測技術の現状と今後の展開について整理してみたい。

地すべり・斜面崩壊の発生場所を予測することは、広域の中から特定の危険斜面を抽出する、あるいは危険な区域を抽出することを意味しているが、その実現可能性は、想定する土砂災害のタイプやスケールによってかなり異なってくる。ある程度以上大きなもの、しかも、発生前に長期間にわたる準備過程を持っているものは個々の発生場所を特定することが可能になると考えられるが、表層崩壊に代表される小規模なものは、おそらく発生場所を個々の斜面として特定することは困難である。したがって、斜面の危険度を評価したり、ハザードマップを作成したりする場合には、想定するタイプや空間スケールによって考え方を変える必要がある。表層崩壊に対しては、ある程度広域的な危険度

レベルを評価することが実際的である。そして、地形と地質との特性によって崩壊発生の素因を評価し、これに誘因としての降雨・浸透挙動や地震動を重ね合わせて危険度を評価することが、現状で実用化の見通しがある。この場合には、想定範囲の全体的な危険度レベルを評価することになる。一方、規模の比較的大きなものは、危険斜面を抽出し、個々の危険度を評価することになる。

2. 降雨による土砂災害

(1) 既往研究と本章の概要

降雨による土砂災害の発生場の予測には様々な方法がとられてきている。羽田野 (1974)¹⁾ はゼロ次谷の傾斜と奥行きのパラメータからなる地形的滑動力指数を提案した。沖村 (1983)²⁾ と沖村・中川 (1987)³⁾ は、羽田野 (1974)¹⁾ と同様の考え方に基づき、数値地形モデルを用いて崩壊発生場の予測を試みた。これらはおそらく地盤内部の多様性が避けられないことを考慮して地形のみから崩壊発生場を考慮しようとしたものである。一方、沖村他 (1984)⁴⁾ や Dhakal and Sidle (2004)⁵⁾ は、降雨水の浸透を計算し、さらに浸透水による地下水位を無限斜面の安定計算式に入力し、小区分した斜面の安全率を計算し、危険斜面が抽出されることを示した。さらに、Montgomery et al. (2000)⁶⁾ は、

この考え方に表面の植生の根の効果を加え、詳細な安定解析を行っている。これらの研究はいずれも表層崩壊を対象とした決定論的な方法で、地盤の構造と物性を広い範囲にわたって様なものとして仮定すれば崩壊発生危険箇所を抽出することができる。しかしながら、表層崩壊といえども、この地盤の構造と物性は場所によってかなり多様であり、この問題をクリアすることは現状では難しく、この方法は限界につきあたっていると見える。さらには、表層の風化物の崩壊ではなく、崩壊の発生しやすい地質構造に起因する崩壊の場合には、上述のような方法はそのままではほとんど全く適用できない。これに対して、イタリアの地質・水文防災研究所（Research Institute for Geo-Hydrological Protection）の Guzzetti 達は、長期間の崩壊実績と地質、地形などの要素をもとに、広域的な危険度評価を試み始めている⁷⁾。すなわち、崩壊の発生に対する地質、地形、植生、などの要因に関して多変量解析を行い、崩壊の発生確率を要因を変数にした関数で表し、単位斜面ごとに崩壊発生確率を求めている。

ここでは、表層崩壊については、個々の危険斜面ではなく、崩壊発生の危険度の高い範囲を地質・地形的に抽出する方法について述べ、さらにその危険度を評価する見通しについて述べる。すなわちハザードマッピングではなく、ハザードゾーニング⁷⁾について述べる。次に地質構造に起因する崩壊と地すべりについて、いくつかのタイプの事例を示し、今後の地すべり・崩壊発生場所予測について述べる。表-1に、最近の降雨による土砂災害の一覧を示す。

(2) 表層崩壊（風化物の崩壊）

従来、崩壊は、基盤の地質にはあまり関係なく、どのような岩石の分布地でも同じようなものが発生すると考えられることも多かった。しかしながら、実際には、同様の降雨履歴を受けても崩壊が多数発生する地域とそうではない地域があるので、その発生は強く地質の影響を受けていることになる。ただ、従来、基盤の地質がどのような形で崩壊の発生に関連しているのか十分には明らかになっていない。この一因は、岩石の風化に関する研究が非常に遅れていたことにある。

岩石の風化の様式や風化帯の構造、さらに風化帯での降雨の浸透挙動などは岩石の種類によって固有のものになっていることが筆者らの研究によって次々に明らかになってきた。岩石の風化は局所的ではなく広域的に進むものであるため、風化した後に侵食などによって取り去られていなければ、ある地域の同一岩石であればどの場所でも同様の風化帯構造を持っていると考えることができる。すなわち、風化作用の一般性をもって地盤の均一性を概略担保できると考えることができ

表-1 最近の豪雨による土砂災害

発生時	誘因	場所	地質
1989/7/31-8/1	雨(前線+T12)	房総	泥岩
1993/8/6-7	雨(梅雨前線)	鹿児島	シラス
1995/8/6	雨	鹿児島	シラス
1997/7/7-10	雨(梅雨前線)	鹿児島県出水市	火山岩
1998/8/26-31	雨	福島県南部	弱溶結凝灰岩
1999/6/29	雨(梅雨前線)	広島市	花崗岩
1999/7/28-29	雨(前線)	北海道留萌	堆積軟岩
2000/7/1-9	地震と雨	神津島	流紋岩質火砕物
2000/9/11-12	雨(前線+T14)	東海地方	花崗岩
2003/7/20	雨(前線)	水俣、菱刈	安山岩溶岩
2003/8/9-10	雨(T10)	北海道日高	第三紀堆積岩剥離砂岩と礫岩
同上		同上	メランジュ
2004/7/13	雨(梅雨前線)	新潟県長岡西方	泥岩
同上		福井足羽川	火山岩地帯?
2004/9/28-29	雨(T21)	三重県宮川村	硬質の堆積岩
2004/8/1	雨(T10)	徳島県木沢村	硬質の堆積岩と緑色岩
2004/9/29	雨(T21)	愛媛県西条～香川県	硬質の砂岩
2004/9/29	雨(T21)	愛媛県西条	片岩
2005/9/6	雨(台風14号)	宮崎県耳川流域	硬質の堆積岩

る。このようなことが明らかになった事例はいまだに少ないが、今後研究を進めることによって、崩壊発生の危険度を広域的に評価することが可能になると考えられる。

表-2に、風化帯構造の特徴、風化帯内での地下水浸透挙動、そして、主にわが国で経験してきた崩壊の多発についてとりまとめた。風化帯構造そのものの研究が非常に立遅れているので、十分なものとはなっていないが、大略の考え方は理解していただけるであろう。個々の風化帯構造の特徴については、続いて説明するが、崩壊の発生との関係でいうと、風化による不連続面の形成の有無と地下水浸透挙動の差異が重要である。

豪雨によって崩壊が同時に多数発生したことが良く知られている岩石の種類としては、1) 花崗岩類、2) 火砕流凝灰岩があり、さらに、3) 堆積岩の内ある種の泥岩とある種の砂岩がある。

a) 花崗岩類

花崗岩類は風化してマサとなり、豪雨によって非常に多くの箇所で崩壊してきたが、種類によっては崩壊を多発しなかったものもあることが知られている。花崗岩類は、風化帯構造に注目すると大きく2つに分けられる。1つは、マイクロシーティングを伴うもの、もう1つは伴わないものである。マイクロシーティングは、一般に斜面よりもやや緩傾斜で、斜面下方に傾斜する密に発達した割れ目で、応力解放によってある種の花崗岩類に発達するものである^{8),9)}。マイクロシーティングの発達する花崗岩は斜面表層近くに不連続面

表-2 岩石種と風化帯構造, 斜面崩壊実績密度

岩石種		風化帯構造など	降雨浸透挙動	豪雨による斜面崩壊密集発生事例	斜面崩壊実績密度(個/km ²)
堆積性軟岩	ある種の泥岩	酸化帯, 溶解帯, スレーキング	酸化帯下面が不透水面になることがある	—	—
	ある種の泥岩	角礫化?	角礫帯の下底が不連続面?	2004 年新潟(西山層)	解析中
堆積性硬岩	泥岩, 砂岩	??	??	2004 年愛媛(和泉層群)	解析中
	砂岩	??	??	1972 年天草災害(白岳砂岩)	—
	混在岩	??	ゆるみ帯の下面が不連続面?	2003 年日高(日高帯)	解析中
	粘板岩, 千枚岩, 砂岩, 緑色岩	クリープによる深層までのゆるみ	割れ目を流動	2004 年宮川村(T21) 木沢村(T10)	—
火山岩	溶岩	クリンカーの選択的風化	割れ目を流動	—	—
火砕物・火砕岩	火砕流凝灰岩(弱溶結, 気相晶出)	剥離構造	剥離帯下面が不透水面になる	1998 年福島県南部(白川火砕流)	350
	火砕流凝灰岩(非溶結)	表層の水和帯, 粘土バンド	毛管障害現象による浸透阻害	シラス災害	—
	強溶結凝灰岩	水合?	割れ目を流動	—	—
	凝灰岩・凝灰角礫岩	??	??	??	—
	降下火砕堆積物	??	??	??	—
深成岩	花崗岩	マイクロシーティング	ゆるみ帯の下面が不連続面	1999 年広島加波山	184 460
	花崗岩	コアストーン, Dh 級岩盤のゆるみ	ゆるみ帯の下面が不連続面強降雨時に圧力伝播により地下水の押し出し	2004 年福岡 1953 年南山城 1972 年西三河	408
	花崗閃緑岩	マイクロシーティング	ゆるみ帯の下面が不連続面	1972 年西三河 鹿児島県紫尾山 加波山	419
	花崗閃緑岩	コアストーン	??	—	42
	はんれい岩	コアストーン	??	—	—
変成岩	片岩	クリープによる深層までのゆるみ	割れ目を流動	2004 年愛媛(T15)	—

をもってゆるみやすい。そのため、豪雨によって崩壊が多発しやすい。1999 年 8 月の広島豪雨災害では、このような地質条件のところに数多くの崩壊が発生した⁸⁾。マイクロシーティングの発達の有無を決めている原因は今のところ不明である。マイクロシーティングを伴わない花崗岩、特に DH 級程度に風化した花崗岩も、表層緩み帯を形成し、これも崩壊しやすい^{10)–12)}。これらの表層緩み帯は、おそらく緩慢にクリープし、豪雨時にその下底で正の間隙水圧が発生し、破壊に至るものと考えられる。一方、マイクロシーティングを伴わない花崗閃緑岩では、それが風化してマサになると、主要鉱物である斜長石が粘土鉱物になり、粘着力を持って構成粒子を膠結する効果を持つようになるために、表層のゆるみが発生しにくい¹¹⁾。そのため、花崗岩と同様の降雨を受けてもほとんど崩壊が発生しなかった実例がある(図-1, 1972 年西三河災害¹¹⁾)。つまり、この花崗閃緑岩の風化帯では表層に不連続面が形成されず、簡易貫入試験で得られる N_{10} 値も、深部に向かって漸増していた。ただし、花崗閃緑岩の風化物が一般的に崩壊しにくいということではなく、マイクロシーティングの発達する花崗閃緑岩では、鹿児島県の紫尾

山花崗閃緑岩や茨城県の真壁石(中目)のように、降雨によって表層崩壊が多発するようである。

b) 火砕流凝灰岩

凝灰岩の中でも火砕流堆積物であるもの(火砕流凝灰岩)の分布地には、昔から数多くの崩壊が発生してきた。その典型は、鹿児島県のシラスである。その崩壊は、シラスの持つ独特の風化帯構造と高い風化速度にあると考えられている^{13)–15)}。シラスの風化帯は、新鮮な部分と物理的な不連続面を形成しないが、風化帯はそれに比べて細粒なために風化フロントは毛管障害(Capillary barrier)となり、そこから下方へ水は浸透しにくい。また、風化帯には粘土が目詰まりした粘土バンドが形成されていることも一般的であり、これらが崩壊の大きな要因になっていると考えられる。一方、弱溶結の火砕流凝灰岩は、非溶結火砕流凝灰岩よりも高温で固まったもので、一般にトリディマイトやクリストバライトと呼ばれる鉱物で固められており、瓦程度の硬さをもっている。これは風化すると独特の風化帯構造を形成し、強風化帯と弱風化帯との間に力学的な不連続面が形成される。そして、ここよりも下位の凝灰岩は不透水で、ある程度強度をもっているが、上位の

図-1 西三河豪雨時における崩壊分布と5時間当り雨量線図¹¹⁾

凝灰岩は板状に割れ、著しく強度低下している。1998年福島県南部豪雨災害の時には、この強風化帯の下底にすべり面を持つ崩壊が数多く発生した¹⁶⁾。この場合は、シラスと同様の火砕流凝灰岩でも崩壊メカニズムが異なり、おそらく正の間隙水圧が発生して剪断破壊が生じたものと考えられる。稲垣¹⁷⁾は、木の根が上記の強風化帯内のみにとどまり、木の根に緊縛された土層が崩壊したとして、このような崩壊を根系層崩壊と呼んだ。

火山地域では表層を降下軽石や火山灰が覆うことも多い。鹿児島県のシラス地域では、シラスの上に軽石が載り、それが降雨でパイピングを起こすなどして崩壊することも良くある¹⁸⁾。

c) 堆積岩

堆積岩の風化の様式は軟岩と硬岩とでかなり異なり、硬岩の場合には、たいていの場合単に風化するだけでなく、岩盤クリープによって岩石の割れ目が開口し、そこを水が浸透して風化が促進される。おそらく、硬岩では(ブロックの小さいメランジュを除く)水の浸透する割れ目が深くまで不規則形状に入ることが一般的であると想定されるため、基質が劈開に富む混在岩などを除いて崩壊は多発せず、地質構造的に弱面がある場合に崩壊すると想定される。軟岩の場合には、岩石組織自体が風化し、表層の風化帯を形成する。

堆積性軟岩の泥岩が豪雨によって非常に多数崩壊した事例が2004年7月に新潟県長岡西方で起こった¹⁹⁾。

この場合、第三紀の泥岩が表層で深さ数mまで風化によって角礫状になり、このゾーンは明瞭な下底面を持ち、そこから上の風化物が崩壊した。この風化メカニズムは現段階では明らかではないが、おそらくこの岩石特有の崩壊の素因になっている。ある種の泥岩は、地表付近でシーティング節理を生じ、それに沿うすべりが豪雨によって多数発生することがある。たとえば、1974年には、横須賀の第三紀の逗子泥岩と葉山層群にこのような崩壊が多数発生した²⁰⁾。平成1年に対岸の房総でも同一時代の泥岩に多数の崩壊が発生した。

2004年8月の台風15号によって香川県西部と愛媛県に多数の崩壊が発生した。特に白亜紀の和泉層群に多数の崩壊が発生した。その原因は和泉層群の砂岩の特有の風化様式にあるようであるが、詳細は明らかになっていない。

d) 崩壊発生危険度評価(航空レーザー測量による)

上述したように、地質によって特有の風化帯構造が形成され、それを反映して多数の崩壊が発生した場合と、崩壊の素因となるような風化帯構造が形成されないために崩壊が発生しにくい場合とがある。これらの原因については、あるものでは明らかになっているが、まだ明らかになっていないものも多い。いずれにしても、岩石によって表層崩壊しやすいものとそうでないものがある。この崩壊の“発生しやすさ”は、崩壊の実績によって評価するのが最も実務的である。

崩壊の実績は、災害直後の空中写真判読によって把

握することが一般的であるが、これでは対象としている災害よりも以前に発生した崩壊はカウントされない。そのため、得られたデータが本当にその地域の崩壊発生危険度を現しているとはいえなかった。Guzzetti 他⁷⁾は、多時期に撮影された空中写真を用いることによってある程度長期的な崩壊履歴を把握しているが、やはり限界がある。これに対して、近年実用化された航空レーザ測量技術はこの欠点を補うものである。

図-2 1998年福島県南部豪雨災害によって発生した崩壊と、それ以前の崩壊を示す赤色立体図(上)と地形図(下)。レーザ航空測量によって作成

これは、航空機からレーザーを下方に高密度に発射して植生を「透かして」地表を計測する技術であり、条件がよければ植生の回復した地域でもかなり効果的に古い崩壊地を抽出することができる。これらの古い崩壊地の認定は、空中写真判読では不可能であり、また、実際に現地の地形踏査によることも困難な場合が多い。航空レーザ測量技術によって初めて広域的崩壊分布把握が可能になったといえる。そして、これらの崩壊地の密度は、100年オーダーの長い期間の間に発生した崩壊密度を示しており、その地域の崩壊危険度、言い換えれば広域的崩壊危険度を示しているといえる(図-2, 表-2)。しかしながら、このような考え方による航空レーザースキャナーを用いた崩壊の調査事例は少なく、今後の展開が期待されるところである。

(3) 深層崩壊(地質構造上の原因があるもの)

a) 低透水層の上に高透水層が載る場合

2003年に熊本の水俣と鹿児島県の菱刈で発生した豪雨による土砂災害で規模の大きかったもの、つまり水俣の宝川内と菱刈の大山口のもの、独特の水理地質構造を有していた²¹⁾。宝川内の場合には、図-3に示したように斜面下部に亀裂のほとんどない自破碎溶岩と凝灰角礫岩があり、その上に柱状節理が発達し高標高部では球状風化の進んだ安山岩溶岩が載っていた。この安山岩溶岩がその下の凝灰角礫岩(粘土質に風化)の上をすべった。この場合には、透水性の高い岩石の下に遮水ゾーンとなる層があり、その上の水圧が高まった結果崩壊が発生したと考えられる。また、同じ安山岩溶岩でも高標高部に比べて低標高部で風化の程度が低いために透水性が低いと見られることも崩壊発生に関連していると考えられる。この崩壊発生箇所と同様の地質構造は周辺に広く追跡できるが、この部分のみが崩壊した理由は必ずしも明らかではなく、現段階で

図-3 2003年水俣豪雨災害時における宝川内地区崩壊の地質断面図²¹⁾

表-3 近年の豪雨によって発生した大規模崩壊

災害名称	崩壊の名称	体積 (m ³)	地質	原因	前兆地形
2005 年台風 14 号 ²⁶⁾ (宮城県諸塚村周辺)	畑	429 000	泥岩 (四十十帯)	断層破砕帯	小滑落崖と凸形斜面
	畑北	1 125 000	砂岩 (四十十帯)	高角断層面	小滑落崖と凸形斜面
	松尾新橋西	863 000	泥岩・砂岩 (四十十帯)	流れ盤	小滑落崖と凸形斜面
	島戸	333 000	砂岩 (四十十帯)	断層破砕帯	小滑落崖と凸形斜面
	野々尾	3 300 000	泥岩・砂岩 (四十十帯)		小滑落崖
2004 年台風 21 号 (三重県宮川村)	春日谷	500 000	チャート・泥岩・砂岩 (秩父帯)	小断層, 流れ盤	小滑落崖
	滝谷 (里中)	19 000	緑色岩 (三波川帯)	楔形断層面	断層沿いに小崖
	小滝	5 000	泥岩 (三波川帯)	流れ盤 (軸方向)	なし
	大井	50 000	泥岩 (三波川帯)	座屈	なし
2004 年台風 14 号 (愛媛県西条市)	荒川 ²⁷⁾	170 000	泥質片岩 (三波川帯)	小断層	小滑落崖と凸形斜面

はこのような地質構造のところが崩壊発生箇所の候補地として抽出されうる程度である。菱刈で発生した崩壊は水俣のものに比べると規模は小さいが同様の地質構造をしていた。ここも崩壊発生場所の予測という観点からは、水俣の場合と同様の状況である。

上記と同様の水理地質構造は豪雨によって発生する崩壊の 1 つの典型的な構造である。同様のものは、1998 年福島県南部豪雨災害²²⁾、1972 年天草豪雨災害²³⁾、1972 年長崎豪雨災害²⁴⁾、1971 年千葉県豪雨災害 (川原千夏子, 未公表データ) に見られる。これらの崩壊は、大量の水の噴出を伴い、流動性が高いのが一般的である。また、このような水理地質構造を持つ斜面の低透水層の上縁で安全率が低下することは、Reid (1997)²⁵⁾ による有限要素法を用いた解析によっても示されている。

福島県南部豪雨災害の場合には、不透水層の上に載る透水層である軽石やスコリア層、火山灰がすべった。これらの透水層の露出箇所では何度も崩壊を繰り返してきたことが地形的に認められた。これは、前述の航空レーザー測量によって明らかになったことである。すなわち、このような水理地質構造のところは、当該地域の地質発達史調査、地質踏査、そして詳細地形調査によって危険箇所として抽出することが可能であると考えられる。

b) 岩盤の長期的変形の後に発生するもの

岩盤斜面の深層崩壊の場合、ある程度大規模なものは、発生前に重力によって変形していることが多く、それによって発生場所を予測できる可能性がある。どの程度の規模以上であれば事前変形が認識できるのかどうか、場合によって違うであろうが、大体 10 万 m³ 程度以上ならば空中写真でも注意深く観察すれば変形を認識できるように思う。つまり、この程度の体積の場合、空中写真で認識できる数 m から 10 m 程度の段差などの地形を形成した後に崩壊に至るように思う。これは、羽田野¹⁾の指摘や、近年発生した 2004 年宮川村災害や 2005 年耳川災害の事例解析に基づいて得られた見通しである。それらの事例の概要を表-3 にまと

図-4 宮川豪雨災害の崩壊箇所 (里中地区, 上: 国土地理院 1975 年撮影; 下: 中日本航空: 災害直後撮影)。崩壊の両側が断層で切断されている。

めた。

2004 年に三重県の宮川村で発生した崩壊にはいくつかのタイプがあり、人命の失われた里中地区のものは、深層にある小断層に起因したものであった。すなわち、強く風化した玄武岩を 2 方向の断層が切断し、その上の楔状の岩盤がすべり落ちた。この小断層に平行な小断層は周辺にも認められる。発生前の空中写真を詳細に観察した結果、この楔状の岩盤の両側の小断層に沿って地形的な段差が認められた (図-4)。宮川村災害の時に発生した最大規模の崩壊である春日谷の崩壊も流れ盤の小断層に沿って発生したものであり、この場合も、崩壊発生前の空中写真を詳細に観察したところ、崩壊の頭部に沿って小規模な滑落崖が認められた。ただし、これらの段差や小滑落崖は空中写真の定性的な観察によるものであり、数値的にどの程度の大きさの小滑落崖であったのかはまだ確定してはいない。おそらく、数 m~10 m 程度のものと考えられる。

図-5 2005 年台風 14 号によって耳川沿いに発生した大規模崩壊²⁷⁾。上は発生前後のスケッチ。崩壊前にその上縁に沿って小崖があった。下：アジア航測撮影

2005 年に宮崎県の耳川上流で発生した 5 箇所の大規模な崩壊も、いずれも発生前に崩壊頭部に小滑落崖を伴っていた²⁷⁾ (図-5)。そして、この岩盤の変形は、地質年代におそらく隆起による削剥の加速によって地形的遷急線が形成され、その後退に伴って遷急線近傍の斜面が不安定化し、継続的に起こってきたものと考えられる。つまり、遷急線の存在自体がその近傍の斜面の不安定性を示唆していると考えられる。他の地域のダムなどの詳細調査結果も、遷急線付近で岩盤がクリープしている場合が多いことを示している。氷河期に氷河に覆われていたヨーロッパアルプスなどでは、一時期氷河に埋め尽くされていた U 字谷から氷河が消失したことによって、谷壁が応力解放を受けて不安定になり、山体の変形が始まったことが指摘されている。わが国は氷河に覆われたことはないが、隆起と削剥が結果的にそれと類似の現象を引き起こしたといえる。

羽田野^リは、昭和 28 年の和歌山県有田川水害の時に発生した大規模崩壊について調査し、上に述べたのと同様に体積 10 万 m^3 以上の崩壊はすべて遷急線上に発生したこと、それらの多くは事前に微小滑落崖を伴っていたことを指摘した。

以上は、定性的ではあるが、大規模な崩壊の前にクリープ的な動きが先行していたことを示している。岩盤のクリープには様々なタイプのものがあり、また、破壊に至る直前のひずみの状態などについてはまだ明ら

かになっていない。今後、これらについての定量的な検討と変位計測などによって崩壊危険性の定量的評価を加えて危険斜面の抽出を行っていくことができるものとする。

(4) まとめ

降雨によって発生する表層崩壊について、風化作用の一般性をもって地盤の均一性を概略担保して、地質によって広域的な危険度評価ができる可能性について述べた。そして、個々の地質に応じた崩壊危険度評価の指標として航空レーザー測量による既往崩壊分布密度を用いることができることを示した。今後、様々な岩石と地域について研究を進めることにより、ハザードゾーニングにつなげることができると考える。さらに、風化帯構造の特徴と水文特性から降雨の浸透挙動を評価することによって崩壊の発生に至るような降雨パターンを特定できる可能性がある。

深部まで続く地質構造に起因する崩壊の 1 つのタイプとして、高透水性の地質の下位に低透水性の地質があるような水理地質構造の箇所が要注意箇所として挙げられる。また、深層崩壊のもう一つの重要な特徴は、大規模なもの——大略 10 万 m^3 以上のもの——は前兆として斜面の変形を伴っていること、そして、それが小滑落崖として地形的に認められる場合が多いことである。この小滑落崖についてはまだ定量的な検討がなされていないが、これを鍵にして発生場所の予測を行うことができるものと考えられる。さらに、大規模崩壊には、地形的に遷急線近傍で発生したものが多く認められ、地質的長期間にわたる地形発達と斜面の不安定化を反映しているものと考えられる。遷急線近傍にしばしば見られる不規則な凹凸地形はクリープによる可能性が強く示唆される。これは即崩壊に結びつかないまでも、例えばダム基礎やダム湖周辺斜面の安定性を考えた場合には重要なことである。

3. 地すべり

地すべりには、それまで地すべり履歴のない箇所が発生する、いわゆる初生すべりと、古い地すべりが再び動く再活動地すべりがある。このうち、再活動地すべりについては、大抵の場合地形的に認定できる、つまり、発生場が予測できる。ただ、問題は、いわゆる地すべり地域の場合には古い地すべりの数が非常に多く、これらをすべて同等の危険性を持つものであるとするのは、实际的でないことである。地すべり地形の明瞭さや開析の程度によって地すべりの新旧を判定し、古いものは危険度が低いとみなすことが一般的であるが、中には古い地すべりでも末端を侵食されるなどし

図-6 地すべり地形分布図の発行状況

て、再度不安定になる場合もあるので、注意が必要である。現状での地すべり地形の分布図は、防災科学技術研究所が次々に発行しており、現在は、図-6にあるように日本の国土を覆いつつある。その有用性は、1997年の八幡平澄川の地すべり、2004年新潟県中越地震での地すべり、2005年の石川県羽咋の送電鉄塔を載せた地すべり、などが図示されていた地すべりの再活動であったことによって示されている。地すべりには、豪雨によって発生するものもあるし、地震によって発生するものもあるが、特に特定できる直接の誘因なしに発生するものも多い。たとえば、2005年4月1日に石川県羽咋市で発生し、送電鉄塔を破壊した地すべりには特に目立った誘因はなかったようである。

地すべりの危険度の評価には、表層崩壊の場合と同様に決定論的な評価とエキスパートジャッジによる方法とがある。決定論的な方法は、斜面の安定解析による方法である。ただ、この場合、すべり面の形態、すべり面の強度、地下水の状態などを仮定する必要がある。詳細なデータのない場合にはその信頼性に問題がある。つまり、これは、広域で多数の地すべりを対象とした方法としては必ずしも適していない。エキスパートジャッジによる方法には、AHP (Analytical hierarchic process) を用いる方法がある²⁸⁾。これは、地すべりの発生に重要な要因と思われる項目をあげ、複数の専門家の経験を反映してそれぞれの要因に重み付けをして合計し、危険度を評価する方法である。要因としては、滑落崖の明瞭さ、地すべり地塊の表面形状、末端部の状況、複合地すべりの場合には対象地すべりの相対的位置、などが挙げられている。これらの要因項目や重

み付けについては、まだ試行錯誤段階にあるが、特に末端部の状況の重みが大きい結果が得られている。

2. (3) の b) で述べた斜面の重力変形は、初期的な地すべりととらえることもでき、その発生場所の予測や危険度の評価については、さらに研究が必要である。このように重力によって斜面が変形している箇所がダムの湛水によって不安定となった事例も知られており、その重要性は増加している。

4. 地震による地すべり・崩壊

(1) 既往研究と本章の概要

地震によって発生する土砂災害のほとんどは斜面崩壊・落石と急激な動きの地すべりによるものである。それらの規模は、降雨によるものと同様に小規模な落石から、山全体が崩れてしまうような非常に大規模なものまであり、また、発生のメカニズムにも多様なものがある。そのため、広域から土砂災害発生場を予測するには、規模とまたメカニズムに応じて行う必要がある。小規模なものは、道路法面や宅地に隣接する斜面のような特定場所のものを除くと、ある程度広域的に評価する必要がある。また、大規模なものは、固有の地質と地形条件に起因して発生することが多く、また、前兆的な地形を示す場合が多いことから、これらを鍵として、個々の発生場所を予測することがある程度可能である。

近年発生した地震で多数の地すべり・崩壊を発生し、甚大な土砂災害を引き起こしたものを表-4に示す。わ

表-4 甚大な土砂災害を引き起こした近年の地震

地震名	M	地質	地質時代	気候	斜面災害による死亡者	文献
1989 年ロムブリータ (米)	6.9	堆積岩メランジュ	ジュラ紀-更新世	乾燥	1	(32)
1994 年ノースリッジ (米)	6.7	堆積岩	主に新第三紀以降	乾燥	0?	(33)
1999 年集集 (台湾)	7.3	堆積岩	古代三紀以降	湿潤	68 (2 つの巨大崩壊)	(34)
2000 年神津島沖	6.4	火山噴出物	第四紀	湿潤		(35)
2001 年エルサルバドル	7.7	火山噴出物	第四紀	湿潤?	844 名の大部分 585 名が 1 つの巨大崩壊	(36)
2004 年新潟県中越	6.8	堆積岩	新第三紀以降	湿潤	6	(37)
2005 年パキスタン北部地震	7.6	堆積岩と変成岩	プレカンブリアンから新第三紀	乾燥	?	

が国では、言うまでもなく昨年 2004 年の新潟県中越地震が挙げられる。表に示した地震の中で、著しい地すべり地帯の中で発生したものは新潟県中越地震である。

地震のマグニチュードと地すべりの発生する範囲については、Keefer (1984)²⁹⁾ が多数の地震のデータを取りまとめたグラフが示され、また、広域の中から危険斜面を抽出する方法として、ニューマーク法³⁰⁾ の応用がある³¹⁾。Keefer のグラフは、震央あるいは起震断層からの距離に応じて地すべりや崩壊の発生する限界距離を示したものである。しかしながら、わが国のように数多くの活断層があり、なおかつ未発見の断層の活動による地震が頻発するような地域では、このグラフの有用性はあまりない。Newmark 法は、無限長斜面を仮定して、限界加速度以上の加速度を積分して変位を算出し、一定以上の変位が生じる場合には崩壊が発生すると想定するものである。この場合も、降雨による場合と同様に、地盤の多様性が問題となって、信頼のおける広域的予測には至っていない。地震動が予測されたにしても、斜面の場合にはその構造の多様性、物性の多様性、また、方向性が問題となって、なかなか誘因となる地震動まで特定しての発生場予測はむずかしい。さらに、過去の経験は地震の前の降雨状況が地震の際の地すべりや崩壊の発生状況に強く影響を与えたと推定される事例もあり (1968 年十勝沖地震や 2004 年新潟県中越地震)、地震によるこれらの発生予測をさらに困難にしている。

ここでは、既往の土砂災害実績に基づいて、発生場所を地質と地形によって推定することについて述べる。

(2) 火砕物の急激なすべりと崩壊

わが国は火山灰や軽石などの火砕物に広く覆われており、地震によるそれらの崩壊が今まで多数発生して多大の被害をひきおこしてきた。たとえば、1923 年関東地震 (根府川³⁸⁾)、1949 年今市地震^{39)~41)}、1968 年十勝沖地震⁴²⁾、1978 年伊豆大島近海地震⁴³⁾、1984 年長野県西部地震^{44),45)} の時に同様の地質構造をなす降下火砕堆積物が崩壊を起こした (図-7)。いずれも移動速度がきわめて大きく、また非常に流動的で崩壊源に比べて広い移動・堆積域を形成したことが特徴であ

図-7 降下火砕物の地震による崩壊

る。そのため、それぞれの人的被害も少なくなかった。1968 年十勝沖地震の前には 3 日間で 210 mm の降雨があり、これが崩壊の発生に強く関与したと考えられている。いずれの崩壊も軽石や火山灰が化学的に風化してハロイサイトと呼ばれる粘土鉱物を形成し、それが地震時に急激に破壊してすべり面液状化を起こすことが主たる要因と考えられる。降下火砕物は雪のように空から降って堆積したものであるため、自動的に流れ盤の斜面を形成し、その下部は堆積後の侵食によって切り取られることが普通に見られる。実際、上記の急激な崩壊の多くは、斜面下部を切り取られた斜面で発生した。

これらの火砕物の崩壊には共通の基本的特徴があり、それに基づく、次のような斜面が要注意斜面としてあげられる。1) 降下火砕堆積物からなる傾斜 $10^{\circ} \sim 30^{\circ}$ の斜面、2) 風化が進んでハロイサイトが生成している地層が存在する斜面、3) 斜面下部を切り取られた構造、4) 震度 5~6 が期待される地域。

(3) 堆積岩地域の地すべり

堆積岩地域には地層の層理面に沿うすべりが地震によって多数発生してきている。典型的な例は台湾の 1999 年集集地震による草嶺と九分二山の地すべり^{34),46)}、また、2004 年新潟県中越地震によって発生した多数の地

図-8 草嶺地すべりの模式的平面図（上）と断面図（下）．崩壊地の最上部は発生前に溝になっていた⁴⁶⁾．

すべりである^{37),47)}．集集地震で発生した2つの地すべりでは、草嶺では頁岩中および頁岩砂岩の互層にすべり面が形成され、頁岩が除荷と風化によって劣化したことが原因と考えられ、九分二山では褶曲時に層面すべりによる断層が形成されそこにすべり面が形成されたと推定されている．前者では、地震時にすべった範囲の上限は地震前に線状の溝になっていたこと、それは地震前の岩盤の変位によると考えられることが明らかになっている（図-8）．また、この時のすべり面は、地震前に斜面下方で露出していた、すなわち地層が斜面下方で切断されていたことがわかっている．後者でも地震前に斜面の座屈変形が進んでおり、それが地形的に遷急線として現れていたことがわかっている．つまり、地質構造とこれらの地形から発生場所が推定できたことがわかっている．

2004年新潟県中越地震では、やはり、層理面に平行なすべり面を持つ地すべりが多発した³⁷⁾（図-9、図-10）．特に、被災地はもともと多くの地すべり地形が分布する地域であり、古い地すべりの再活動地すべりが多かった．これらの多くに共通しているのは、古い地すべりの斜面下部が侵食などによって切断されている箇所であったことである．層理面に平行なすべり面を持つ地すべりは、砂岩シルト岩の互層あるいはシルト岩に載る砂岩で多く発生した．このように、古い地すべりで斜面下部が切断されている斜面が最も要注意斜面である．特に古い地すべりがいったん下方の河川を横断して対岸にぶつかり停止したものの、つまり、対岸からの反力で支えられていたものが、下部を切断されるとこの

図-9 2004年新潟県中越地震による地すべり等のタイプ³⁷⁾

反力を失うことになるので、大変不安定になる．中越地震で発生した大規模な地すべりには、このタイプのものがかなり認められた．芋川をせき止めて河道閉塞を起こした東竹沢と寺野の地すべりは両方ともこのようなものであった．二次的なすべりの他に、凝灰岩にすべり面ができて、その上のシルト岩がすべる、という初生的なすべりも発生した．その場合も、すべった地層の斜面下部は切断されていた．凝灰岩は一般的に堆積時には硬い粒子からなっているが、堆積後の変質によって粒子が弱くなる場合が多いので、見かけは砂のように見えても違う性質を持つことが多い点は留

図-10 新潟県中越地震によって発生した地すべりと深層崩壊³⁷⁾

意すべき点である。中越地震時には、緩傾斜の谷の飽和堆積物の流動化も多数発生した。これは、地震発生の2日前に約100 mmの降雨があり、谷の堆積物が飽和していたためであると考えられる。中越地震の時に地すべりが多数発生した地域ではおそらく加速度が1000ガルを超えていたと考えられる⁴⁷⁾。

その他に、急傾斜する面構造（層理面、劈開など）が地表付近で斜面下方に倒れかかるような変形をしている場合、これが地震の時に規模の大きな崩壊を起こすことがある。代表的なものは、1854年の安政東海地震の時に発生した静岡県の大谷崩壊⁴⁸⁾と1707年の宝永地震の時に発生した静岡県の大谷崩壊^{49),50)}である。これらの崩壊の多くは、崩壊地の最上部近傍に山向き小崖と線状凹地を伴い、これらの地形の存在と、急傾斜する面構造を鍵として、これらの発生場所を予測することができる。

(4) 表層崩壊と落石

表層崩壊と落石は、個々の規模は小さいが、地震によって数多く発生し、広い範囲に被害を与える。これらは急斜面の特に上部あるいは山頂に発生することが多い。2004年新潟県中越地震でも同様であった。これは、地震動が凸部で増幅されることに起因していると考えられている^{51),52)}。雨による崩壊が集水しやすい凹

部に特に発生していることと対照的である。

1999年集集地震の時には、20000個以上の崩壊が発生した。多くは、急斜面の表層崩壊であった。概ね300 gal以上の加速度が生じた地域に崩壊が密に発生した³⁴⁾。特に九十九峰と呼ばれる山では、更新世礫層（礫岩）が広範に崩壊し、5 km四方程度の山が全山はげ山と化した。これは構造的に圧縮されて破断・固結した礫岩の表層部が緩み、その部分が崩壊したものである。集集地震による崩壊を、1995-1997年に撮影された空中写真から判読された崩壊（雨によると推定）と比較すると、前者では60%以上が45°以上の急斜面に発生しているのに対して、後者では80%以上が15°-45°の斜面に発生していた³⁴⁾。

以上のものも含めて、従来の地震の経験から、地震による表層崩壊は、次のような箇所に多く発生すると言える。

- 1) 尾根上、段丘崖の角など、地形的凸部
- 2) 硬質の岩塊からなる斜面
- 3) 表層の緩んだ部分が崩壊する場合、緩んだ部分とその下の緩んでいない部分との境界が明瞭な場合
そして、震度5強から6程度になると多発する。

(5) 人為的埋め土

我が国においては、戦後急速に都市と近傍の地域が

開発され、その後に都市域が大地震に見舞われて著しい被害を受けるケースが増えてきた⁵³⁾。つまり、地震時に震動によって人為的埋め土斜面が移動あるいは崩壊して、造成地に大きな被害を与えるようになってきた。たとえば、1978年宮城県沖地震、1995年兵庫県南部地震、2004年新潟県中越地震で多発した。これらの発生場所を予測するには何ととっても、まず、埋め土の分布と性質を正確に把握することが最も大切である。

(6) その他

地震によって発生する斜面崩壊の内、主要なメカニズムと事例、そして、それに基づく発生場所予測について述べてきた。これらの他にも、地震断層周辺での急激な湧水による地すべり^{54),55)}、鋭敏粘土に起因する地すべり⁵⁶⁾、キャップロックやバットレスのような特殊な地質構造の箇所に地震で発生する地すべりや崩壊もある。伊豆大島近海地震の時に発生した崩壊のように、熱水変質による劣化が原因となった崩壊や、おそらく濃尾地震の時に発生したと思われる断層破碎による劣化が原因となった崩壊、また、斜面に堆積した岩屑の崩壊もある。また、斜面崩壊による土砂が河川をせき止め、天然のダムを形成し、その湛水による被害、および、欠壊と洪水による被害も多々発生してきた。たとえば、1847年善光寺地震、1891年濃尾地震、1984年長野県西部地震、1999年集集地震などの時に大規模な天然ダムが形成され、それらの内、かなりの数のものが決壊して下流に大災害をおよぼした。これらについては、中村他編(2000)⁵⁷⁾に良くまとめられている。

(7) まとめ

地震による地すべり・崩壊発生場予測の方法の現状と、過去の経験に基づいた発生場予測の考え方について述べた。地震によって多数発生してきた降下火砕堆積物の崩壊の場合には、軽石や火山灰が化学的風化によって劣化していくことが崩壊発生の主たる要因で前兆的な動きはないため、その発生場所予測のためには原因となる物質の特定、その分布の把握、そして、現在それらがおかれている地形的条件の把握が必須である。堆積岩地域あるいは類似の層状岩石の場合には、地層の流れ盤構造と特に斜面上部に見られる溝や段差などの前兆地形が発生場予測の鍵になる。また、地すべり地帯の場合には、古い地すべりの末端の侵食などによる切断による不安定化斜面が最も注意すべき斜面である。その他、飽和した人為的埋め土の地すべりや鋭敏粘土の地すべりなどが発生してきたが、これらについては発生物質の存否の特定が肝要である。震動による表層崩壊は、ある程度の急斜面であれば発生しうると考えて、土地利用や住居の配置などの面で対応してい

くのが实际的であると考える。

5. おわりに

以上、概略であるが、土砂災害を引き起こす地すべり・崩壊について、それらの重要な素因である地質と地形に注目し、斜面移動現象の誘因とタイプに応じて発生場の予測技術の現状と今後の見通しについて述べた。

降雨による崩壊発生場の予測や地震による崩壊発生場の予測のためには、降雨浸透と水位を考慮した安定解析、あるいは限界加速度を考慮したニューマーク法の応用が1980年代から行われているが、いずれも表層崩壊を対象として適用されており、しかも、広い範囲を扱うために地盤の構造や水理・力学的パラメータは“想定”されたものである。しかしながら、実際の地盤はかなり多様なものであり、このような考え方で危険斜面を“特定”していくことには限界がある。危険斜面を“特定”するためには、むしろ、従来の崩壊発生の実績から統計的に行う方が实际的のように思える。さらに、一般的な議論をするのではなく、自治体程度の広がりでの特定地域について、過去の崩壊発生実績を詳細に調査して、その実績をその地域の“危険度”と考える方が实际的のように思える。その“実績”調査のためには、すでに植生に覆われた過去の崩壊地を検出することが不可欠であり、そのためには近年実用化された航空レーザー測量は有力なツールとなる。留意しておくべきことは、気候変化に伴って、従来降雨の少なかった地域——つまり崩壊予備物質が蓄積されている地域——に大雨が降るようになることも考えられることで、その場合には再考が必要になるかもしれない。

体積10万 m^3 を超えるような大規模な地すべり・崩壊については、降雨による場合も地震による場合も、あらかじめ前兆的な地形が認められることが多いので、それを鍵にして発生場を予測することができると考える。ただ、この前兆的な地形については、わずかな事例について空中写真観察が行われてきているに過ぎないので、広い範囲を詳細に調査して評価する技術的研究を進めていく必要がある。そして、候補となった斜面についてその危険度の順位付けを行う方法を確立する必要がある。地震によって発生するものでは、古い地すべり地塊などのすべる物質が斜面下方を切断されているか否かが特に重要である。地震によって発生する降下火砕物の急激な崩壊は前兆的な変形をおそらく伴わないので、このような地形的な調査ではなく、その物質自体の存否を把握することが第1であろう。飽和した埋め土などのすべりや鋭敏粘土のすべりなどに対しても同様である。

発生場を予測するとは、広域の中から発生する場所を探すということであり、すでに探された特定斜面の評価を行うこととは基本的に違う。この点に十分留意して、実際に適用可能な手法を構築していく必要がある。

参考文献

- 1) 羽田野誠一：崩壊性地形（その2）、土と基礎、Vol.22-11, pp.85-93, 1974.
- 2) 沖村孝：地形要因からみた山腹崩壊発生危険度評価の一手法、新砂防、Vol.35-3, pp.1-8, 1983.
- 3) 沖村孝, 中川雅勝：数値地形モデルのみによる表層崩壊発生位置予知の一手法、新砂防、Vol.41-1, pp.48-56, 1987.
- 4) 沖村孝, 市川龍平, 藤井郁也：表土層内浸透水の集水モデルを用いた花崗岩表層崩壊発生位置の予知のための手法、新砂防、Vol.37-5, pp.4-13, 1984.
- 5) Dhakal, A. S. and Sidle, R. C.: Distributed simulations of landslides for different rainfall conditions, *Hydrological Processes*, Vol.18, pp.757-776, 2004.
- 6) Montgomery, D. R., Schmidt, K. M., Greenberg, H. M., Dietrich, W. E.: Forest clearing and regional landsliding, *Geology*, Vol.28-4, pp.311-314, 2000.
- 7) Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., Reichenbach, P.: Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy, *Geomorphology*, Vol.31, pp.181-216, 1999.
- 8) Chigira, M.: Micro-sheeting of granite and its relationship with landsliding specifically after the heavy rainstorm in June 1999, Hiroshima Prefecture, Japan, *Engineering Geology*, Vol.59, pp.219-231, 2001.
- 9) Folk, R. L. and Patton, E. B.: Buttressed expansion of granite and development of grus in Central Texas, *Zeitschrift fur Geomorphologie N. F. Bd*, Vol.26, pp.17-32, 1982.
- 10) Onda, Y.: Influence of water storage capacity in the regolith zone on hydrological characteristics, slope processes, and slope form, *Z. Geomorph. N. F.*, Vol.36, pp.165-178, 1992.
- 11) 戸邊勇人, 千木良雅弘：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, 投稿中.
- 12) 飯田智之, 奥西一夫：風化表層土の崩壊による斜面発達について, 地理評, Vol.52, pp.426-483, 1979.
- 13) Yokota, S. and Iwamatsu, A.: Weathering distribution in a steep slope of soft pyroclastic rocks as an indicator of slope instability, *Engineering Geology*, Vol.55, pp.57-68, 1999.
- 14) Chigira, M. and Yokoyama, O.: Weathering profile of non-welded ignimbrite and the water infiltration behavior within it in relation to the generation of shallow landslides, *Engineering Geology*, Vol.78, pp.187-207, 2005.
- 15) 下川悦郎, 地頭蘭隆, 高野茂：しらす台地周辺斜面における崩壊の周期性と発生場の予測, 地形, Vol.10, pp.267-284, 1989.
- 16) Chigira, M., Nakamoto, M., Nakata, E.: Weathering mechanisms and their effects on the landsliding of ignimbrite subject to vapor-phase crystallization in the Shirakawa pyroclastic flow, northern Japan, *Engineering Geology*, Vol.66, pp.111-125, 2002.
- 17) 稲垣秀輝：根系層崩壊, 土と基礎, Vol.50, pp.5-7, 2002.
- 18) 岩松暉, 福重安雄, 郡山榮：シラスの応用地質学的諸問題, 地学雑誌, Vol.98, pp.379-400, 1989.
- 19) Yamagishi, H., Ayalew, L., Watanabe, N., Marui, H. and Kawabe, H.: Landslides induced by the July 13, 2004 heavy rainfall in Mid Niigata Region, In 高浜信行 (ed): 平成 16 年 7 月新潟・福島, 福井豪雨災害に関する調査研究 (平成 16 年度化学研究費補助金研究成果報告書 課題番号 16800001), pp.84-93, 2005.
- 20) 芥川真知, 吉中竜之進, 中村広昭, 風間秀彦：横須賀地区災害の調査研究 (斜面崩壊の実態調査), 昭和 49 年度文部省科学研究費特別研究 (自然災害) 昭和 49 年 7 月集中豪雨災害の調査研究 (研究代表者, 矢野勝正) 総合報告書, 20-24, 1975.
- 21) 千木良雅弘, Sidle, R. C.: 2003 年 7 月九州土砂災害の発生場—水俣・菱刈地区—, 京都大学防災研究所年報, Vol.47, pp.91-98, 2004.
- 22) Chigira, M.: Geologic factors contributing to landslide generation in a pyroclastic area: August 1998 Nishigo Village, Japan, *Geomorphology*, Vol.46, pp.117-128, 2002.
- 23) 西山賢一, 千木良雅弘：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, Vol.46, pp.149-158, 2003.
- 24) 西山賢一, 千木良雅弘：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, Vol.45, pp.47-59, 2003.
- 25) Reid, M. E.: Slope instability caused by small variations in hydraulic conductivity, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, pp.717-725, 1997.
- 26) 高柳朝一, 藤崎俊彦：平成 16 年台風 21 号による国道 194 号西条市荒川地区の変状機構, 地盤災害・地盤環境問題論文集, Vol.5, pp.71-78, 2005.
- 27) 千木良雅弘：2004 年台風 14 号による九州の土砂災害, 京都大学防災研究所年報 A, 印刷中.
- 28) Yagi, H., Higaki, D., Yoshimatsu, H., Sagara, W., Takagi, Y. and Uchiyama, S.: 空中レーザ高精度地形図の地滑り・微地形判読への応用, 地すべり, Vol.39-4, pp.35-41, 2003.
- 29) Keefer, D.: Landslides caused by earthquakes, *Geological Society of America Bulletin*, Vol.95, pp.406-421, 1984.
- 30) Newmark, N. M.: Effects of earthquakes on dams and embankments, *Geotechnique*, Vol.15, pp.139-160, 1965.
- 31) Wilson, R. C. and Keefer, D. K.: Dynamic analysis of a failure from the 6 August 1979 Coyote Lake, California earthquake, *Seismol. Soc. Am. Bull.*, Vol.73, pp.863-877, 1983.
- 32) Keefer, D. V.: Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution — the 1989 Loma Prieta, California event, *Engineering Geology*, Vol.58, pp.231-249, 2000.
- 33) Parise, M. and Jibson, R. W.: A seismic landslide susceptibility rating of geologic units based on analysis of characteristics of landslides triggered by the 17 January, 1994 Northridge, California earthquake, *Engineering Geology*, Vol.58, pp.251-270, 2000.
- 34) Wang, W. N., Wu, H. L., Nakamura, H., Wu, S. C., Ouyang, S. and Yu, M. F.: Mass movements caused by recent tectonic activity: The 1999 Chi-Chi earthquake in central Taiwan, *The Island Arc*, Vol.12, pp.325-334, 2003.
- 35) 宮崎裕子, 千木良雅弘, 黒川潮：2000 年新島・神津島近海地震とその後の降雨による崩壊発生の地質・地形的要因について：流紋岩質溶岩と火砕物からなる斜面の崩壊の例, 地形, Vol.26, pp.205-224, 2005.
- 36) Jibson, R. W., Crone, A. J., Harp, E. L., Baum, R. L., Major, J. J., Pullinger, C. R., Escobar, C. D., Martinez, M. and Smith, M. E.: Landslides triggered by the 13 January and 13 February 2001 earthquakes in El Salvador, in Rose, W. I., Bommer, J. J., Lopez, D. L., et al. (eds): Natural hazards in El Salvador. Boulder, *Geological Society of America*, pp.69-88, 2004.
- 37) 千木良雅弘：2004 年新潟県中越地震による斜面災害の地質・地形的特徴, 応用地質, Vol.46, pp.115-124, 2005.
- 38) Kamai, T.: Failure mechanism of deep-seated landslides caused by the 1923 Kanto earthquake, Japan, *Proceedings*

- of the sixth International Conference and Field Workshop on Landslides, pp.187–198, 1990.
- 39) Morimoto, R.: Geology of Imaichi District with special reference to the earthquakes of Dec. 26th., 1949. (I), *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, Vol.28, pp.379–386, 1950.
 - 40) Morimoto, R.: Geology of Imaichi District with special reference to the earthquakes of Dec. 26th., 1949. (II), *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, Vol.29, pp.349–358, 1951.
 - 41) 小出博：災害の研究（1950年の山地災害を中心として），治山事業参考資料 III 輯，林野庁，pp.1–75, 1951.
 - 42) 井上康夫，本庄静光，松島三晃，江差靖行：十勝沖地震によって青森県南東部に発生した崩壊地の地質および土質に関する検討，電力中央研究所研究報告，Vol.69086, pp.1–27, 1970.
 - 43) Chigira, M.: 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*, Vol. 4, pp.1–32, 1982.
 - 44) 田中耕平：長野県西部地震における斜面崩壊の特徴，土と基礎，Vol.33, pp.5–11, 1985.
 - 45) 小林武彦：御岳火山の火山体形成史と長野県西部地震による伝上崩壊の発生要因，地形，Vol.8-2, pp.113–125, 1987.
 - 46) Chigira, M., Wang, W-N., Furuya, T. and Kamai, T.: Geological causes and geomorphological precursors of the Tsaoling landslide triggered by the 1999 Chi-Chi Earthquake, Taiwan, *Engineering Geology*, Vol.68, pp.259–273, 2003.
 - 47) Chigira, M. and Yagi, H.: Geological and geomorphological characteristics of landslides triggered by the 2004 Mid Niigata prefecture Earthquake in Japan, *Engineering Geology*, Vol.82, pp.202–221, 2005.
 - 48) 安間荘：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，1987.
 - 49) 町田洋：安倍川上流部の堆積段丘－荒廃山地にみられる急速な地形の変化の一例－，地理学評論，Vol.35, pp.157–174, 1959.
 - 50) 目代邦康，千木良雅弘：赤石山脈南部，大谷崩から山伏にかけての山体重力変形地形，地理学評論，Vol.77-2, pp.55–76, 2004.
 - 51) 芥川真知，吉中竜之進，安江朝光：地震災害と地形・地質，土と基礎，Vol.28, pp.95–102, 1980.
 - 52) 落合博貴，北原曜，三森利昭：平成7年兵庫県南部地震による山地崩壊，新砂防，Vol.48, pp.41–45, 1995.
 - 53) 釜井俊孝，鈴木清文，磯辺一洋，山川和美，神保光昭，佐藤拓二：兵庫県南部地震による都市域の斜面変動について，兵庫県南部地震等に伴う地すべり・斜面崩壊研究報告書，日本地すべり学会，pp.33–48, 1995.
 - 54) Tsuneishi, Y. and Nakamura, K.: Faulting associated with the Matsushiro Swarm Earthquakes, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, Vol.48, pp.29–51, 1970.
 - 55) Morimoto, R., Nakamura, K., Tsuneishi, Y., Osaka, J. and Tsunoda, N.: Landslides in the epicentral area of the Matsushiro earthquake swarm - Their relation to the earthquake fault, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol.45, pp.241–263, 1967.
 - 56) Hansen, W. R.: Effects of the earthquake of March 27, 1964 at Anchorage, Alaska, *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, Vol.542 A, pp.68, 1965.
 - 57) 中村浩之，土屋智，井上公夫，石川芳治：地震砂防，東京，古今書院，2000.

(2006. 7. 24 受付)

Current state of art is summarized for the geological and geomorphological principle and techniques necessary to locate potential landslide sites. For shallow landslides, precise mapping of potential sites is difficult at present because of spatial variability of soil structure and properties. Areal susceptibility evaluation of landslides on the basis of previous landslides would be feasible and more practical. Previous landslide scars can be well identified by using airborne laser scanner. Large landslides with volumes more than 100,000 m³ are preceded by precursory landforms in many cases induced by rainstorms or earthquakes, which would be important criteria for the mapping of potential landslide sites. However, landslides of pyroclastic fall deposits induced by earthquakes do not accompany precursory deformation of mountain slopes, so detecting the materials themselves would be important for site prediction.