

GISを用いた数値解析から見た地すべり・崩壊

岩橋 純子*

Landslides from Numerical Analytical Perspectives Using GIS

Junko Iwahashi

**Geography and Crustal Dynamics Research Center,
Geospatial Information Authority of Japan
iwahashi-j96pz@mlit.go.jp*

Abstract

In this paper, the author introduces the past (since around 2010) case studies of numerical analyses of topographic, geographic, or geologic conditions of landslides using GIS with DEMs and other data. The study areas include the Yamakoshi (damaged by the 2004 M 6.8 Chuetsu Earthquake), Izumozaki (1961 and 2004 heavy rainfalls), Tochio (2004 heavy rainfalls), Niihama (2004 heavy rainfalls), Hofu (2009 heavy rainfalls), Hanokidachi/Kurikomadam regions (the 2008 M 7.2 Iwate–Miyagi Nairiku earthquake), and Izu Oshima (2013 heavy rainfalls). The topographic differences between rainfall- and earthquake-induced landslides and other topics are described.

Key words: landslide, GIS, 2004 Chuetsu earthquake, 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, 2009 Hofu heavy-rainfalls

要 旨

GISを地すべり・斜面崩壊の数値解析に用いる利点は、ゾーン統計を高速・自在に行える事、属性を統計ソフトに容易に入力できる事、作図ができる事にある。すなわち、正確な崩壊分布図を用意すれば、ゾーン統計や多変量解析を通して、斜面崩壊に対する素因の寄与を見積もる事ができる。

本稿のスライドでは、筆者が2010年前後から行った研究を中心に、地すべり・崩壊のGIS解析の事例を紹介する。まず、内陸活断層型地震による崩壊斜面と豪雨による崩壊斜面の地形・地質の特徴の違いについて、新潟県中越地震被害域の25 mメッシュデータを用いた分析、岩手・宮城内陸地震被害域とその他の豪雨による被害地域(出雲崎, 防府, 新居浜)の2 mメッシュデータを用いた分析例を中心に、事例を紹介する。次に、斜面崩壊と植生等その他のト

ピックについて、山口県防府地域における豪雨による斜面崩壊と植生(樹高および樹木密度)の影響、伊豆大島における分析等の事例を紹介する。

斜面崩壊は、幅数百 m規模の巨大な深層崩壊から数 mの表層崩壊まで様々であり、その調査法や対策、必要とされる空間データのスケールは異なっているが、DEMの解像度によって、斜面勾配等の定量値は変動する。DEMの解像度や地形量計算のウィンドウサイズを、対象とする崩壊の大きさにふさわしいものによって、少なくとも豪雨による崩壊では、正答率が向上する事が明らかになっている。元データの縮尺を考慮することと、ターゲットとする崩壊のサイズに応じたスケールを選ぶことが必要である。

斜面崩壊の誘因は、主として降雨によるものと地震によるものに分類できるが、斜面勾配毎崩壊率な

* 国土地理院 地理地殻活動研究センター

ど地形に関する指標や、地質・地層構造の寄与の大きさについて、降雨による崩壊と地震による崩壊は、統計的に、明らかに異なった傾向が見られた。これらのトリガーによる違いは、岩相による違いよりはるかに明瞭である。

豪雨による出雲崎地区の1961年・2004年豪雨の崩壊地を調べた所、2004年の表層崩壊には、人工改変の影響も見られた。その他、斜面崩壊の素因として、航空レーザ測量データから得られる樹木高・樹木密度を、従来の地形量に加えて多変量解析を行った所、崩壊・非崩壊予測の正答率が、防府地区の豪雨による崩壊の事例のみであるが、少し向上した。

GISを用いた数値解析の研究の今後の課題は、崩壊物が及ぶ範囲つまり崩壊による影響範囲の予測に関する課題と、発生箇所に関する課題がある。

崩壊物が及ぶ範囲については、人家への影響という面で優先順位が高く、特にコスト意識が高まった現在では、崩壊部の予測以上に重視される事が増えると予想される。

発生箇所の予測に関するものについて、GIS上で実行可能なアイデアについては、GISどころかPCすら無い数十年前にもすでに萌芽として多くの文献で述べられており、逆に、近年のデータの大縮尺化・GISソフトの普及の後も、革新的な変化・進歩がないのが現状かもしれない。その理由として、大縮尺になるほど、統計的な傾向を分析するより個々の斜面の実際と調和的な成果が求められる一方、斜面の中の地層構造や表土層厚など、把握が難しい素因の影響が無視できなくなり、中縮尺での分析とは別の難しさが出てくる事が挙げられる。地層構造については、作成が比較的容易な中越地方で航空レーザ測量のDEMを用いて地層構造のGISデータを作成し、中越地域の表層崩壊について検討した事例をスライドで紹介する。

謝辞

本稿で紹介する研究の多くは、元新潟大学の山岸宏光名誉教授との共同研究として行われた。また、研究期間を通じて、国土地理院地理情報解析研究室の同僚・元同僚である神谷泉・中埜貴元・小荒井衛(現茨城大学)・岡谷隆基(現文部科学省)諸氏には、現地調査や議論を通じて支援を受けた。ここで改めて、一連の研究でお世話になった皆様に御礼申し上げます。

参考文献

- 1) 岩橋純子・佐藤 浩・山岸宏光(2006)：新潟県中越地震による小崩壊の分布特性 —平成16年新潟県中越地震1:25,000災害状況図のデータを中心に—。国土地理院時報, **110**, 81-89.
- 2) 岩橋純子・山岸宏光・佐藤 浩・神谷 泉(2008)：2004年7月豪雨と10月新潟県中越地震による斜面崩壊の判別分析。日本地すべり学会誌, **45**(1), 1-12.
- 3) 国土地理院(2005)：平成16年新潟県中越地震1:25,000災害状況図(3sheets)
- 4) 末富岩雄・福島康宏・石田栄介・磯山龍二・澤田純男(2006)：2004年新潟県中越地震の地震動分布推定における補間計算条件の影響。第12回日本地震工学シンポジウム論文集, 1494-1497.
- 5) 竹内圭史・柳沢幸夫・宮崎純一・尾崎正紀(2004)：中越魚沼地域の5万分の1数値地質図(Ver.1)。地質調査総合センター研究資料集, no.412, 産業技術研究所地質調査総合センター。
- 6) 岩橋純子・神谷 泉・山岸宏光(2009)：LiDAR DEMを用いた表層崩壊のアセスメントに適する勾配と凹凸度の計算範囲の推定。地形, **30**(1), 15-27.
- 7) Iwahashi, J., Kamiya, I., Yamagishi, H. (2012) : High-resolution DEMs in the study of rainfall- and earthquake-induced landslides: use of a variable window size method in digital terrain analysis, *Geomorphology*, 153-154, 29-38.
- 8) Marr, D. and Hildreth, E. (1980) Theory of edge detection: Proceedings of the Royal Society London, **207**, 187-217.
- 9) 阿部和時(2006)：森林の持つ斜面崩壊防止機能。日本緑化工学会誌, **31**(3), 330-337.
- 10) Iwahashi, J., Okatani, T., Nakano, T., Koarai, M., Otoi, K. (2014) : Landslide susceptibility analysis by terrain and vegetation attributes derived from pre-event LiDAR data : a case study of granitic mountain slopes in Hofu, Japan. INTERPRAEVENT2014 in the Pacific Rim, Full paper in CD-ROM, P-20.
- 11) Cortes, C. and Vapnik, V. (1995). Support-vector networks. *Machine Learning* 20 (3), 273-297.
- 12) 岩橋純子・山岸宏光(2010)：新潟県出雲崎地域の1961年8月豪雨および2004年7月豪雨によ

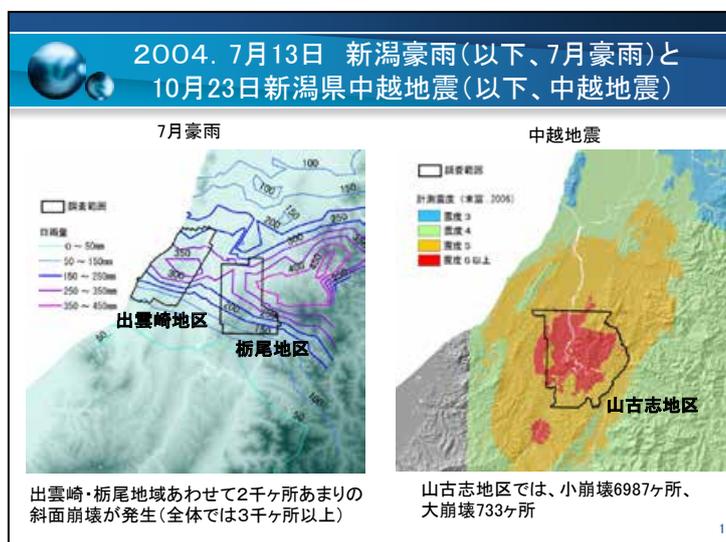
る崩壊地の空間分布の再検討－高解像度オルソ画像と2 m DEMによるGIS解析－. 日本地すべり学会誌, 47(5), 274-282.

- 13) Moore, I. D., Grayson, R. B. and Ladson, A. R. (1991) Digital terrain modeling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. Hydrological Processes, 5, 3-30.
- 14) Iwahashi, J. and Pike, R. J. (2007) Automated classifications of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-

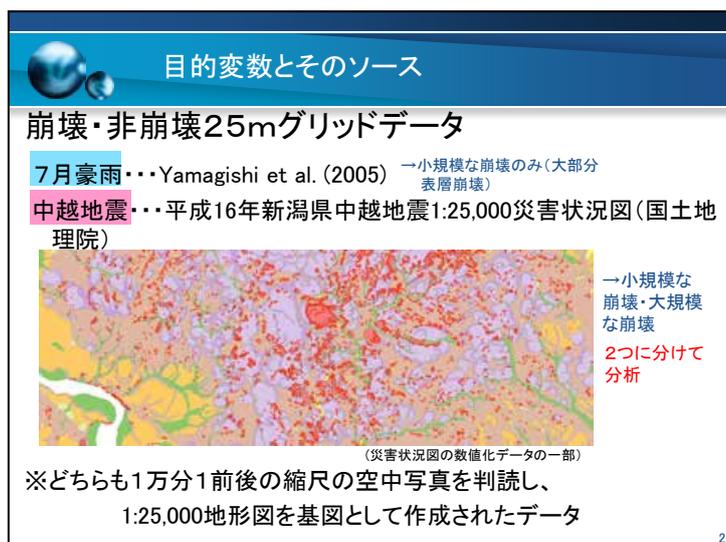
part geometric signature. Geomorphology, 86, 409-440.

- 15) 中埜貴元・岩橋純子・小荒井 衛 (2014) : 平成 25 年 (2013 年) 台風 26 号に伴い伊豆大島で発生した大規模土砂災害に関連した地形解析. 国土地理院時報, 17-22.
- 16) 木下篤彦・神野忠広ほか 7 名 (2012) : 平成 23 年台風 12 号により那珂川流域における土石流災害実態. 平成 24 年度砂防学会研究発表会概要集, R2-11.

1. 地震(内陸活断層型)による斜面崩壊と豪雨による斜面崩壊の特徴の違いについて

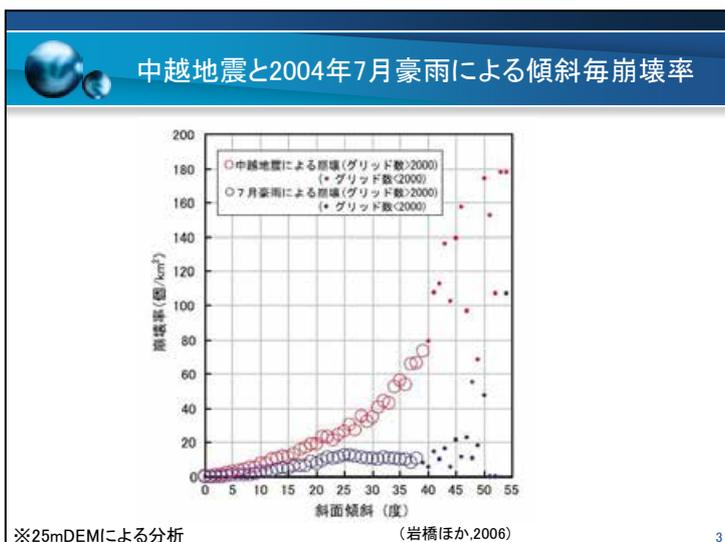


まず紹介するのは、2004年7月の新潟豪雨と、10月23日新潟県中越地震における斜面崩壊のGISによる分析例である¹⁾²⁾。隣接・重複する似通った地形・地質条件の所でトリガーの異なる災害が起きた。

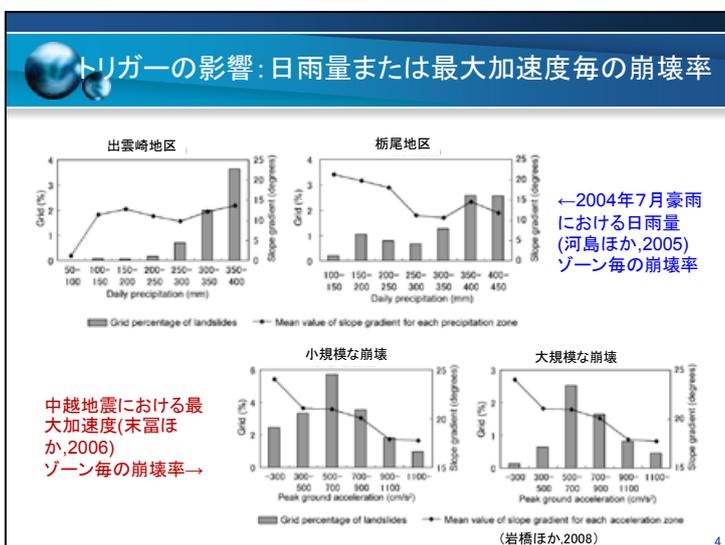


目的変数としては、紙地図からデジタル化されたソースから作成した、崩壊・非崩壊の25 mグリッドデータを用いた。中越地震については、災害状況図³⁾の凡例に、小規模な斜面崩壊と地すべり的な大規模なものが区別されていたため、2種類に分けて分析した。大規模な崩壊は、堆積部を除き崩壊部のみを崩壊地とした。

説明変数に用いたパラメータは、傾斜・曲率・斜面方位(以上25 mDEMから計算)、日雨量⁴⁾、最大加速度⁵⁾、地質(文献6を中心に1/5万地質図を岩相で再編)、地層構造(地質図の走行傾斜とDEMから受け盤流れ盤等を推定)である。



スライド3は、2004年中越地震および7月豪雨における、斜面傾斜毎の崩壊率である。7月豪雨では、崩壊率が概ね25度程度(25mメッシュによる計算)で頭打ちになる傾向が見られるが、中越地震による崩壊では全く傾向が異なっており、斜面勾配が大きくなるほど指数的に崩壊率が大きくなる傾向が見られる。



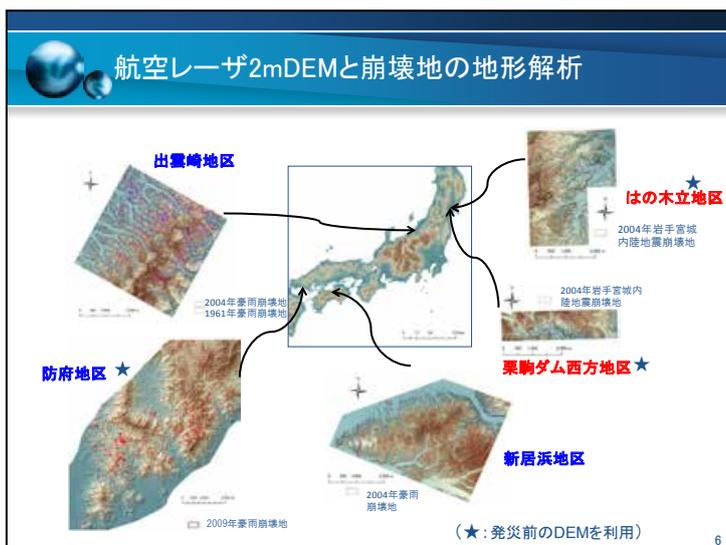
スライド4の上段の棒グラフは7月豪雨における日雨量ゾーンごとの崩壊率であり、下段は中越地震における最大加速度ごとの崩壊率を示す。折れ線グラフは、ゾーンの平均傾斜を表している。

7月豪雨による崩壊の傾向は分かりやすく、雨量が大きくなるほど崩壊率も増えている。中越地震の場合、この地域は、最大加速度が大きかった所ほど平均傾斜が低く、傾向が読みづらいが、500-700 cm/s²のゾーンで崩壊密度が高くなっている。

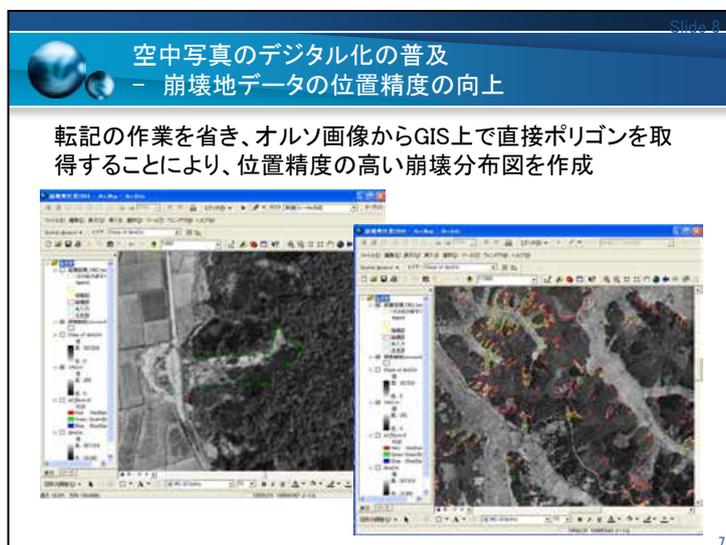


スライド5は、崩壊・非崩壊セルを目的変数、スライド2で挙げた項目を説明変数として判別分析を行った際に、正規化した係数の絶対値を求め、各パラメータの寄与の大きさを見積もったものである。分かりやすく円の大きさに表している。

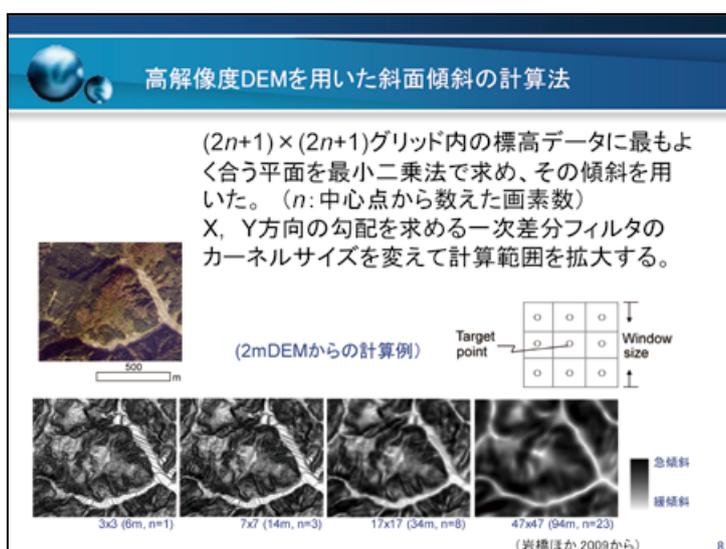
中越地震による崩壊の場合、大崩壊では、傾斜だけでなく、岩相や、受け盤流れ盤などの地層構造による寄与が大きい。一方、7月豪雨では、トリガーである日雨量の影響が大きく、次は傾斜の寄与が大きい、その次に寄与率が高い素因は、地区によって異なっている。



次に、スライド6の5地区を対象に、航空レーザ2mDEMを用いて行った崩壊地の地形解析⁷⁾⁸⁾について紹介する。火砕岩の岩盤崩壊が多かった栗駒ダム西方地区を除いて、大部分が小規模な表層崩壊である。出雲崎地区については、1961・2004年の二時期の豪雨について分析した。堆積部を除き、崩壊部を崩壊セルとした。崩壊地の数は、最も多い出雲崎1961年豪雨で約2600、少ないのは木立と栗駒ダムで300前後、他は1400カ所程度である。出雲崎と新居浜については発災後のDEMを使用した。浅い表層崩壊がほとんどの地域であり、大勢に影響はないと考える。他の3地区については発災前の航空レーザDEMを使用した。

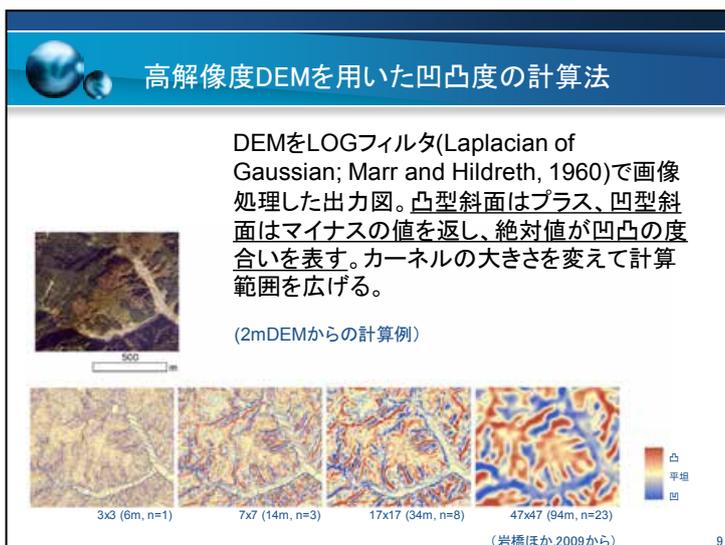


崩壊分布図は、実体視による写真判読を行うと同時に、オルソ画像からGIS上で直接ポリゴンを描画し、位置ずれが無いように作成した。

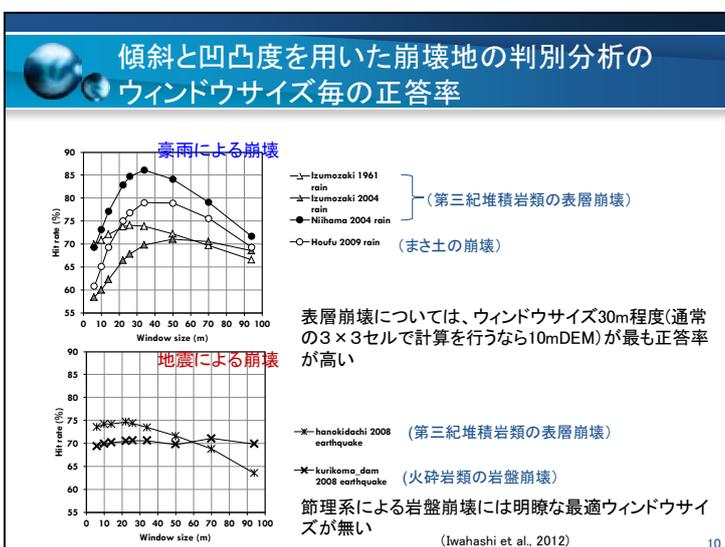


航空レーザ測量DEMのような数mメッシュのDEMから傾斜など地形量を計算する際は、ウィンドウサイズ(計算範囲)に注意が必要である。なぜなら、汎用GISソフトの傾斜ツール等で使われる3×3セルでは細かすぎて、崩壊斜面の代表値とはならない可能性があるからである。

これは、ウィンドウサイズを広げて計算する事によって、ある程度解消可能である。スライド8は、斜面傾斜を計算するウィンドウサイズを広げる手法について解説している。

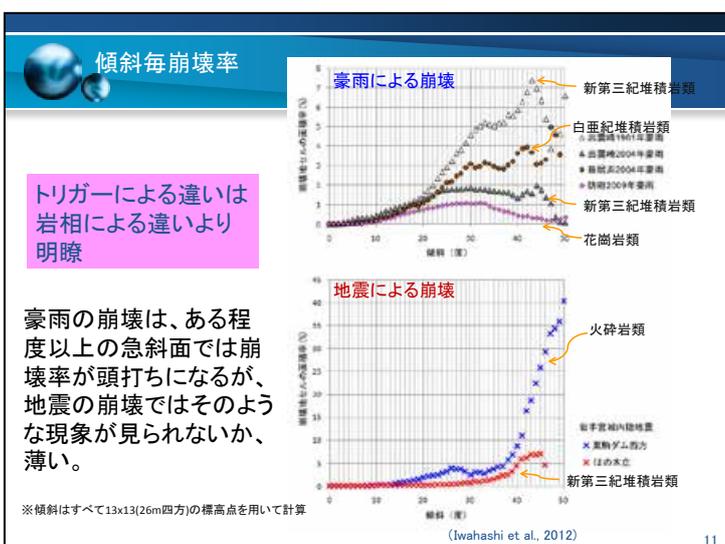


スライド9は、ラプラシアン、つまり凹凸度についてウィンドウサイズを広げる手法を解説している。凹凸度は曲率と同じようなものである。単独のカーネルを使いウィンドウサイズを広げやすいLOGフィルタ⁹⁾を使用して計算した。

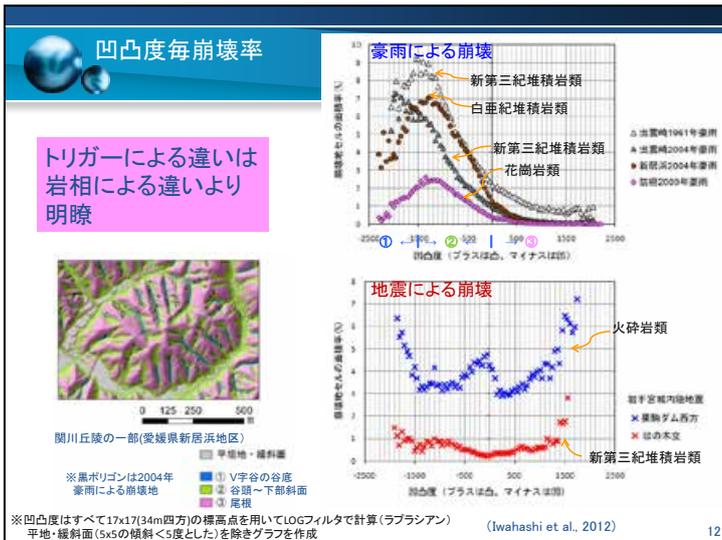


スライド10は、ウィンドウサイズを変えながら傾斜と凹凸度を計算し、崩壊地の判別分析の正答率を求めたグラフである。

正答率がピークとなる位置から、表層崩壊については、通常の3×3セルで計算を行う場合、概ね10m程度のDEMを使うと最も正答率が高くなる事が分かる。一方で、栗駒ダム西方地区(岩手宮城内陸地震)の岩盤崩壊には明瞭な最適スケールが見られない。

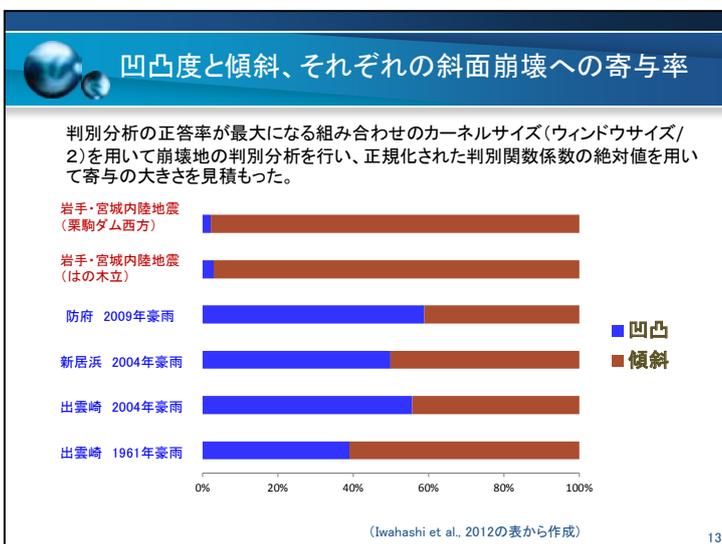


スライド11は、崩壊地の傾斜毎崩壊率を求めたグラフである。ウィンドウサイズ26m四方で計算している。中越地震および7月豪雨のケース(スライド3;ウィンドウサイズ75m四方)と同じように、豪雨による崩壊ではある程度以上の急斜面で崩壊率が頭打ちになる傾向が見られ、地震による崩壊、特に栗駒ダム西方地区では傾斜の増大と共に指数的に崩壊率が高くなる傾向が見られる。

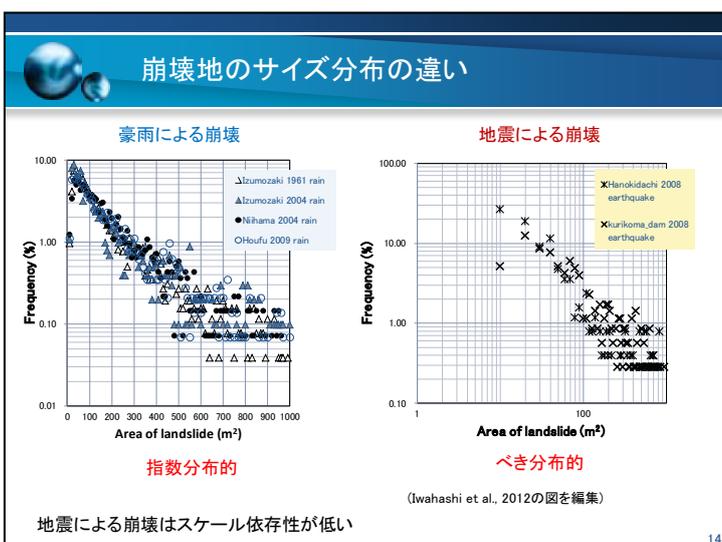


スライド 12 は崩壊地の凹凸度と崩壊率の関係を示すグラフである。

豪雨による崩壊では谷頭部にあたる斜面の崩壊率が高く、地震による崩壊では、凹凸度の絶対値が高い所すなわち尾根や斜面脚部の崩壊率が高くなっている。このように、崩壊斜面の地形的特徴の違いは、トリガーによる違いの方が岩相による違いより明瞭である。

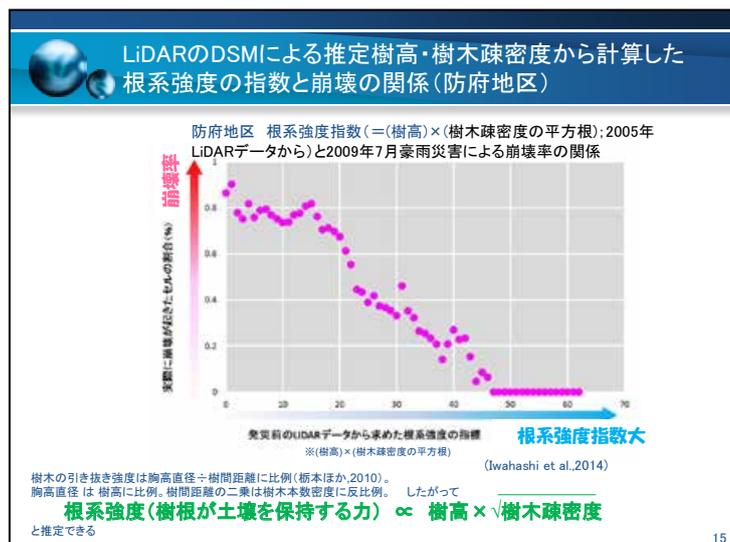


スライド 13 は、凹凸度と傾斜を用いた崩壊地の判別分析の結果から、判別関数係数の絶対値を求め、それぞれの寄与の大きさを比で表したものである。栗駒ダム西方とはの木立地区は、同じ岩手・宮城内陸地震による崩壊でも、火砕岩の岩盤崩壊(栗駒ダム西方)と、堆積岩類の表層崩壊(はの木立)で崩壊様式に違いがあるが、寄与率は似たような傾向となっている。地震による崩壊は傾斜の寄与が圧倒的であるが、豪雨による崩壊では凹凸と傾斜の寄与が拮抗しており、トリガーによる差が明らかである。



スライド 14 は崩壊地のサイズ分布をトリガー毎にまとめて表示したグラフである。目盛の通り、豪雨による崩壊は指数分布、地震による崩壊はべき分布つまりスケールフリーな分布に近似している。この違いには何か重要な意味があると考えられるが、今後の課題である。

2. 植生等その他のGIS分析について(豪雨の崩壊のみ)



表層崩壊に関する地形・地質以外の素因として、古くから植生の効果が指摘されており、樹木の根系が土壌を保持して表層崩壊を防ぐとされている(文献10等)。

スライド15は、防府地区の2005年の航空レーザ測量DSMから求めた推定樹高と樹木疎密度から、樹木の引き抜き強度に比例すると思われる指標を考案して横軸に、実際に2009年豪雨によって崩壊が起きたセルの割合を縦軸にプロットしたものである¹¹⁾。防府地区は花崗岩類が分布し、まき土の崩壊が起きた地域であり、植生は、落葉広葉樹を中心として杉の人工林や常緑広葉樹が多様に分布している。植生は斜面毎に差異が大きく、他の地域にどれだけ適用できるか分からないが、少なくとも防府地区では、グラフの通り、根茎強度指数(仮称)が大きくなるほど崩壊率が下がる傾向が見られる。

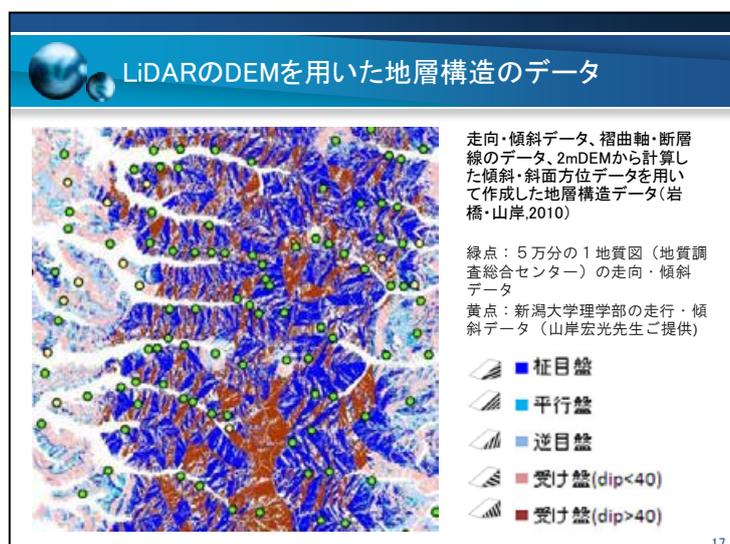
根茎強度指数(仮称)を加えた事による、斜面型(凹凸)・傾斜によるグループ分け毎の正答率の向上

SVM	5°≤斜面傾斜<30	30°≤斜面傾斜<47
強い凹型	56.9%⇒60.9%(+4%)	55.5%⇒63.9%(+8.4%)
弱い凹型	65.2%⇒66.2%(+1%)	57.1%⇒57.9%(+0.8%)
凸型斜面	74.3%⇒74.8%(+0.5%)	66.9%⇒65.3%(-1.6%)
線形判別分析	5°≤斜面傾斜<30	30°≤斜面傾斜<47
強い凹型	59.3%⇒61.8%(+2.5%)	51.5%⇒63.3%(+11.8%)
弱い凹型	65.8%⇒67.1%(+1.3%)	59.4%⇒61.9%(+2.5%)
凸型斜面	73.9%⇒74.3%(+0.4%)	66.2%⇒67.3%(+1.1%)

傾斜と凹凸だけでなく根茎強度指数を投入
 ↓
 SVM(サポートベクタマシン)、線形判別分析
 いずれの方法でも、地形のみでは正答率が最も低かった凹型急斜面の正答率が大きく改善

(Iwahashi et al.,2014の表から)

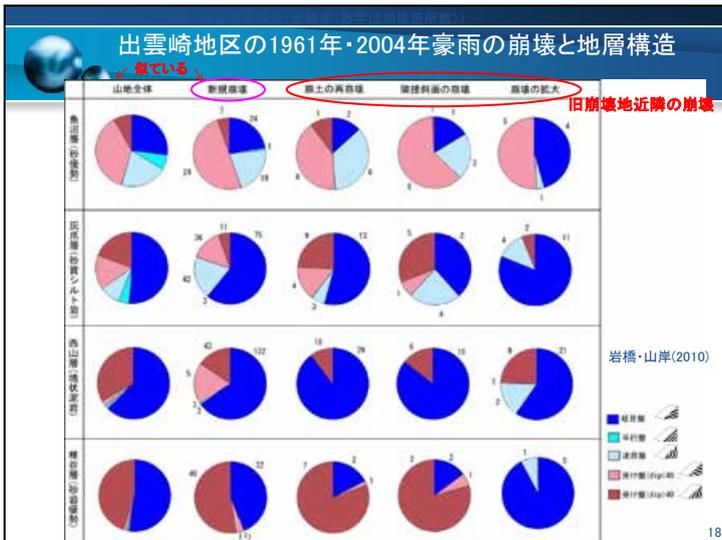
スライド16は、防府地区の崩壊・非崩壊の多変量解析において、傾斜と凹凸度に加えて根茎強度指数を投入したところ、正答率がどう変化するかを示した表である¹¹⁾。SVM(サポートベクタマシン¹²⁾)・線形判別分析、いずれの方法でも凹型急斜面の正答率が明らかに改善した。



次に、受け盤・流れ盤等の地層構造のデータを作成した分析例¹³⁾について紹介する。

地層構造のデータ作成は一般に至難の業であるが、単純な構造の地域で正確な地質・地形データが入手できる等、条件が良ければ、走行傾斜等と航空レーザ測量DEMを用いて、露頭ともあまり矛盾を感じないデータを作成することが可能である。

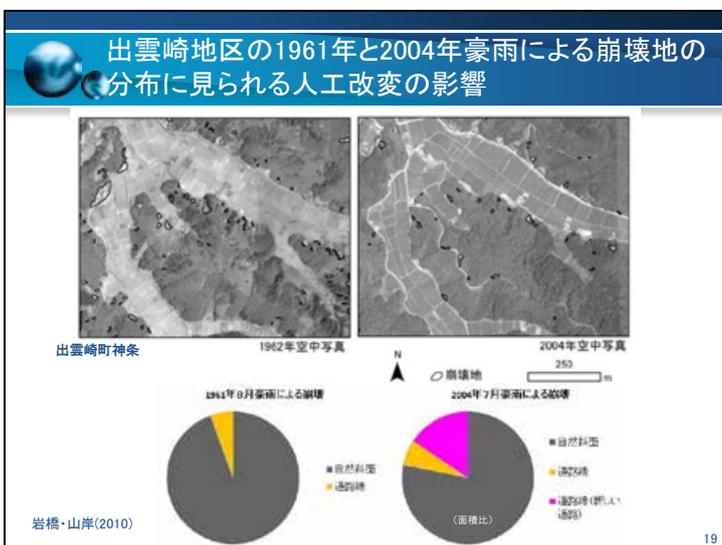
スライド17は、新潟県出雲崎地区について地質構造を推定したデータである。出雲崎地区は、褶曲軸に挟まれた範囲では走行傾斜が比較的一定となっており、単純な構造の地域である。



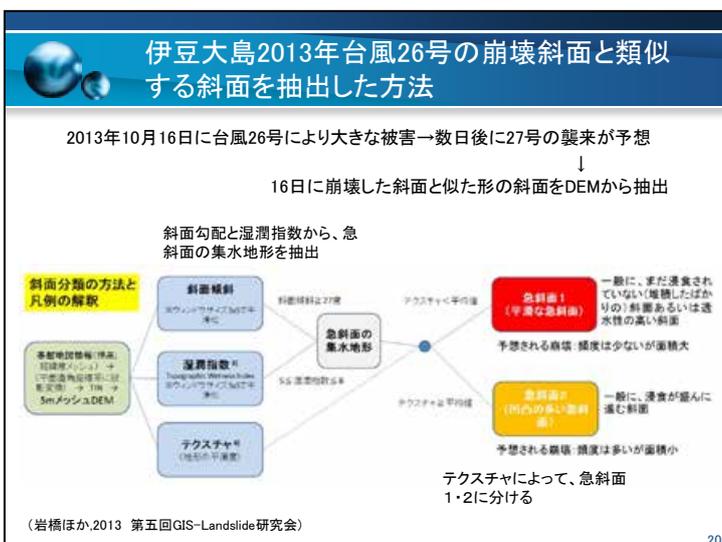
スライド 18 は、出雲崎地区の二時期の豪雨の崩壊について、新旧崩壊地の位置関係と地層構造の関係を、岩相ごとに整理したものである。

新規の崩壊の円グラフ(左から2列目)は、地山(左から1列目)と似ている。豪雨による新規の表層崩壊は、比較的ランダムに起きている事を表していると解釈できる。

一方、旧崩壊地近隣で起きた崩壊(左から3～5列目)は岩相によって傾向が異なるが、泥岩(上から3段目)を除く砂質の斜面については、旧崩壊地が拡大して大きく崩れた箇所(左から5列目)は柱目盤の割合が高い。

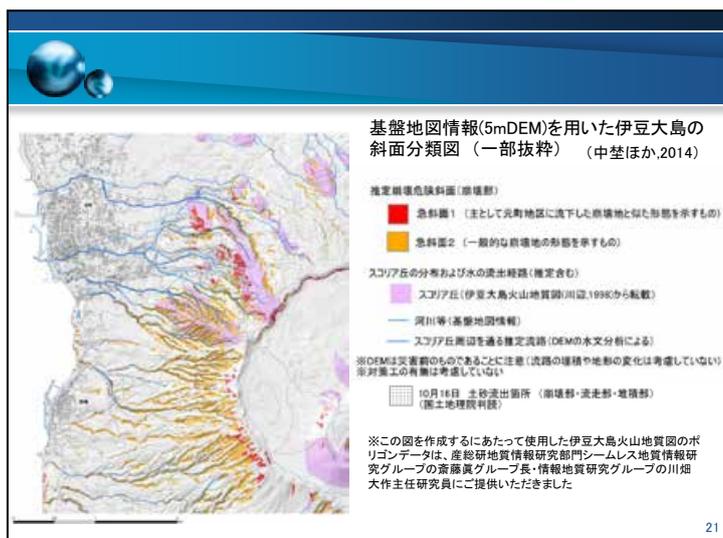


スライド 19 は、出雲崎地区の二時期の豪雨について、斜面崩壊に与える人工改変の影響を調べたものである¹³⁾。この地域では、1961年当時は山麓や尾根筋の自然な地形に沿った道路が大部分であったが、2004年には山腹を横切って切り盛りを行った林道が増えている。2004年7月豪雨では、1961年より総崩壊箇所数はずっと少なかったにも関わらず、道路法面での崩壊の割合が高く、その増加分は、1962年以降に新しく建設された道路沿いの崩壊によるものである。林道の法面はこの当時、コンクリート吹付や法枠工などもあるが多くはないと推測され、大部分は植生吹付工であった。



次に、伊豆大島 2013 年台風 26 号による崩壊斜面を抽出した方法について紹介する。

2013年10月16日、伊豆大島では土石流により元町地区を中心に大きな人的被害が出たが、その数日後にまた台風が来るとの予報があった。この折、データをたくさん揃えて多変量解析を行う余裕はなく、航空レーザー測量 DEM だけで1日あればできることとして、斜面傾斜と湿潤指数¹⁴⁾、テクスチャ¹⁵⁾から、16日に崩壊した斜面と似た形を抽出した。



抽出した斜面は、スライド 21 の図の赤とオレンジの凡例で示される斜面である。類似斜面の抽出は、写真判読による土砂流出箇所とよく一致している。

ただ、このときニーズとして感じた事は、行政の防災担当の最大関心事は、「どの町目が被害に遭うのか」であるという事であった。つまり、崩壊箇所ではなく、堆積箇所である。

この図では、スコリア丘を通る落水線を描いている。

3. 課題

コスト意識

土砂災害の増加

人の住んでいるどこに堆積するか

既存の土地条件図等に、山麓堆積地の凡例があり、土砂流下範囲をよくカバーしている
⇒すでに公開情報が十分周知・活用されるにはどうしたら？

土地条件図「那智勝浦」の一部 (国土地理院 平成18～19年調査)

平成23年 台風12号 那智川流域荒廃状況図 (木下ほか,2012)

22

今後の斜面崩壊研究は、コスト意識の高まりと土砂災害の増加により、先ほどの伊豆大島の事例のように、人の住んでいるどこに堆積するか

の解明がより重要になってくると考えられる。山麓堆積地であれば、公開されている主題図でも、土地条件図(国土地理院)等には凡例があり、表層崩壊の土砂流下範囲をよくカバーしている。スライド 22 は那智川の例¹⁷⁾である。広島

の平成 26 年 8 月豪雨災害でも既知の沖積錐と被災箇所の対応はよく知られている。

ハザードマップ等でも同じ課題があると思われるが、すでに公開されている地図情報が十分周知・活用されるためにアウトリーチが重要である。

Before GIS - 斜面の崩壊危険度判定の例 (昭和47年 道路災害対策調査資料から)

取り上げた素因

- 地表の状態(小起伏の疎密等)
- 流域の状態(河道が明瞭か)
- ガリーの数
- 植生(疎密や幼令林の割合)
- 水系模様(直線型・樹枝型など)
- 表層の成因・構成物質
- 地質
- 線状構造の数
- 斜面縦断・横断型
- 集水面積
- 溪床堆積物の量
- 平均傾斜

路線災害危険度分類図の例 (国道41号災害対策調査報告書 (S47年度)から一部抜粋)

23

最後に紹介するスライド 23 の図は、40 年ほど前に国土地理院の事業(経費は道路局)で作られた、多変量解析による斜面の危険度判定図のひとつである。パソコンも GIS も無い時代で、傾斜や集水面積は解析図化機で計測されていた。

残念ながら、多くの研究機関で GIS が普及した時期と人員削減やコスト削減が進んだ時期は重なっており、この図で用いられた土層厚のように昭和時代なら海戦術で集めていた素因データを、集めにくい時代になってしまったと感じている。すなわち、この図の延長上に今があるわけではなく、いったん切れてしまっている印象を否認しない。

現在は、昭和時代と異なり航空レーザ測量データによって詳細な地形を知ることができるが、それに見合った大縮尺の素因情報は、地形以外はなかなか広域には入手できないのが現状である。今後、大縮尺の GIS で扱える素因を増やしていく事が必要と考えられる。

複数時期のLPデータを用いた変動斜面の把握法の検討

西井稜子*

Estimation of the Area of an Unstable Slope Using LiDAR Data in Multiple Periods

Ryoko NISHII *

**Landslide Research Team, Erosion and Sediment Control Research Group,
Public Works Research Institute, Japan
ryo-nishii@pwri.go.jp*

Abstract

To evaluate the area of an unstable slope in the Aresawa rockslide, Yamanashi Prefecture, displacement vectors were calculated based on the analysis of Particle Imaging Velocimetry using high resolution DEMs in three periods (2006, 2009, 2012). Results of two pairs (2006-2009, 2009-2012) showed that vectors in horizontal displacement indicating more than 0.5 m approximately coincided with results based on on-site geodetic surveys. In addition, the toe of the unstable slope was estimated at about 2,930 m a.s.l.

Key words: LiDAR data, Particle Imaging Velocimetry, GIS, Mass movement

1. はじめに

日本では、おもに2000年代前半から航空レーザ測量(LP)が実施され始め、現在、一部の地域では複数時期のLPデータが蓄積されつつある。したがって、それらのLPデータを活用し、変動斜面の把握が行われ始めている。複数時期のLPデータを用いた変動斜面の主な把握法は、2時期の標高の差分値を算出する方法(標高差分法)である。標高差分法は、発生域と停止域が重複しない崩壊や土石流などに伴う侵食・堆積の地形変化(図1のタイプA)を捉えるのに適している。一方、発生域と停止域が重複する地すべりや崩壊発生前の斜面変動などは、標高差分法では正確な地形変化(図1のタイプB)を捉えることが困難である。すなわち、タイプBの斜面変動を把握するには、斜面の移動方向・移動量の情報(変位ベクトル)を取得する必要がある。近年、流体計測で用いられているParticle Imaging Velocimetry(PIV)法を援用し、地震に伴う地盤の動き(変位ベク

トル)を把握する事例が報告されている(Mukoyama, 2010; 村上ほか, 2013; 品川ほか, 2013)。そこで、本研究では、複数時期のLPデータを用いて、PIV解析により、変動斜面の変位ベクトルを算出し、変動範囲の推定を試みた。なお、本発表は平成27年度砂防学会研究発表会で発表した内容(西井ほか, 2015)に一部加筆したものである。

2. 調査地・調査方法

対象地は、富士川水系アレ沢崩壊地の不安定斜面である。この不安定斜面は、滑落崖付近が年間60-90 cm程度で動いていることが現地測量から明らかになっている(Nishii and Matsuoka, 2012)。しかし、不安定斜面の末端位置は、現地測量の実施が困難なため、明らかになっていない。本解析では、3時期(2006, 2009, 2012年)のLPデータを用いて、PIV法による画像マッチングから地表面形状の追跡をおこない、期間毎の水平・鉛直成分の変位量を算出した。

* 国立研究開発法人 土木研究所

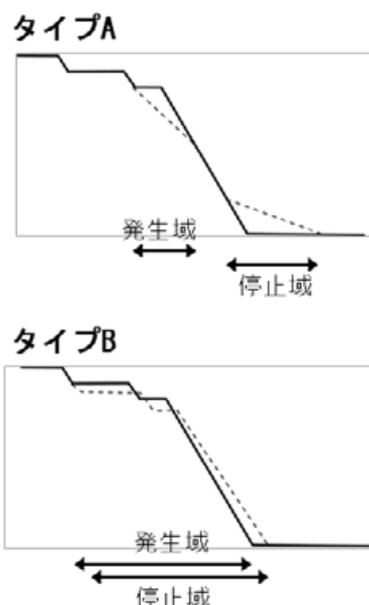


図1 発生域・停止域に着目した斜面変動の区分
 実線：イベント前の地表面。破線：イベント後の地表面。タイプA：発生域と停止域が非重複。タイプB：発生域と停止域が重複

Fig. 1 Classification of mass movement based on occurrence and sedimentation areas
 Solid line: ground surface before an event. Dashed line: ground surface after an event. Type A: no overlap between occurrence and sedimentation areas. Type B: overlap between occurrence and sedimentation areas.

3. 結果・考察

PIV解析から算出された2セット(2006-2009, 2009-2012)の水平変位量が0.5 m以上を示す斜面では、現地測量データと概ね対応した解析結果が得られた。また、これまで急傾斜のため現地測量が実施されていなかった崩壊地内の変動範囲が、PIV解析を基に、推定境界から標高2,930 m付近までの斜面と推定された。

今後、他の現場への活用を進めるためには、PIV解析の適用可能な斜面の条件を明らかにするが重要と考えられる。

要 旨

斜面災害による被害軽減を図るためには、不安定斜面の範囲やその移動速度を把握することが極めて重要である。本研究では、多時期のLPデータを用いて、不安定斜面の変位ベクトルを算出し、変動範囲の推定を試みた。その結果、変位ベクトルは、現地測量の計測データと調和的な値を示した。また、これまで急傾斜のため現地測量が実施されていなかった崩壊地内の変動範囲が、PIV解析を基に、推定境界から標高2,930 m付近までの斜面と推定された。今後、他の現場への活用を進めるためには、PIV解析の適用可能な斜面の条件を明らかにするが重要と考えられる。

キーワード：航空レーザー測量，PIV解析，GIS，土砂移動

謝辞

富士川砂防事務所には、LPデータをご提供いただきました。PIV解析では、国際航業株式会社の佐藤匠氏、加藤容子氏、本間信一氏にお世話になりました。また、現地調査では、筑波大学の松岡憲知氏、池田敦氏にご協力いただきました。ここに感謝の意を表します。

参考文献

- 1) Mukoyama, S. (2010): Estimation of ground deformation caused by the Earthquake (M7.2) in Japan., 2008, from the Geomorphic Image Analysis of high resolution LiDAR DEMs. *Journal of Mountain Science*, **8**, 239-245.
- 2) 村上 亘・大丸裕武・向山 栄・川浪亜紀子 (2013) : 2008年岩手・宮城内陸地震にともなう線状凹地の拡大と斜面の重力変形. *地形*, **34**, 55-67.
- 3) 品川俊介・阿南修司・佐々木靖人・向山 栄・本間信一・小林容子 (2013) : 2時期の航空レーザー測量による地表地震断層周辺の変位量分布の推定 - 2011年4月11日福島県浜通りの地震に伴う事例 -. *応用地質*, **53**, 271-281.
- 4) 西井稜子・石井靖雄・森永高行・守谷武史・光永健男・安齋徳夫・佐藤 匠・加藤容子・本間信一 (2015) : 多時期の航空レーザー測量データを用いた不安定斜面の3次元変位量の検討 - 早川流域アレ沢崩壊地の例 -. *平成27年度砂防学会研究発表会概要集B*, 114-115.
- 5) Nishii, R. and Matsuoka, N. (2012) : Kinematics of an alpine retrogressive rockslide in the Japanese Alps. *Earth Surface Processes and Landforms*, **37**, 1641-1650.

SAR 干渉画像を用いた平成 26 年長野県北部の地震(M_j 6.7)による 地すべり性地表変動の抽出の試み

佐藤 浩*・中島秀敏**

Practical Use of InSAR image for Detecting Landslide Surface Deformation Triggered by the 2014 Northern Nagano Earthquake (M_j 6.7)

Hiroshi P. SATO* and Hidetoshi NAKAJIMA**

*College of Humanities and Sciences, Nihon University, Japan

satou.hiroshi37@nihon-u.ac.jp

**Geography and Crustal Dynamics Research Center, Geospatial Information Authority of Japan

nakajima-h96pm@mlit.go.jp

Abstract

The northern Nagano earthquake in 2014 (M_j 6.7) triggered landslides in the mountain area of Nagano Prefecture; however, the number of the landslides were considerably less than that by the Mid Niigata Prefecture earthquake in 2004 (M_j 6.8). The previous study indicated the earthquake-induced landslide surface deformation in the tremor area using Synthetic Aperture Radar interferometry (InSAR), we also produced InSAR images and tried to interpret the landslide surface deformation using the images. The InSAR images were produced from ALOS-2 (Advanced Land Observing Satellite-2)/PALSAR-2 (Phased Array type L-band SAR-2) data, which were observed before and after the earthquake. As a result, it was difficult to interpret the earthquake-induced landslides using the InSAR images, where surface was heavily disrupted. But using the images we could interpret the earthquake-induced landslides at subtle amount of deformation, which was measurable in the field but is thought to be difficult to be identified using aerial photographs.

Key words: Landslide, Earthquake, SAR, Nagano, ALOS-2, PALSAR-2

1. はじめに

平成 26 年 11 月 22 日の長野県北部の地震(M_j 6.7)は最大震度 6 弱、震源の深さ 5 km の地震であり、西北西－東南東方向に圧縮軸をもつ逆断層型の発震機構による地震であった(気象庁, 2014)。姫川の東側の山地が上盤、すなわち本地震で隆起または西向き地殻変動の傾向が広域的にみられた(森下ほか, 2015)ことから、2004 年新潟県中越地震(M_j 6.8, 最大震度 7; 気象庁, 2004)で上盤側の東山丘陵で地すべりが多発した(関口・佐藤, 2006; 八木ほか, 2006)ことを考慮すると、本地震によっても、上盤側の山地に地すべりが多数発生することが懸念された。しかし、実際には地すべりの発生件数は顕著で

はなく、地震前 1 週間の積算降雨量は、アメダス観測点白馬で 9 mm と少雨であったため(小松原ほか, 2015)と考えられている。

合成開口レーダー(SAR: Synthetic Aperture Radar)は、人工衛星や航空機に搭載されたアンテナから地表に向けてマイクロ波を発射し、後方散乱波を受信して地表画像を得る技術である。変動量がわずかであり、地震前後で地表が著しく乱されない地すべり性地表変動であれば、地震前後の SAR 干渉画像は干渉してざらつきが少なく(位相の分散が小さく)、その局所の変動を反映している可能性がある(宇根ほか, 2008)。森下ほか(2015)は、人工衛星 ALOS-2 (Advanced Land Observing Satellite-2; 上空

* 日本大学文理学部

** 国土地理院地理地殻活動研究センター

628 km を飛行；宇宙航空研究開発機構，2014）に搭載された PALSAR-2 (Phased Array type L-band SAR-2) で観測されたデータから SAR 干渉画像を生成し、姫川の東側の山地を刻んで姫川に流れ込む中谷川・土谷川の流域（長野県小谷村）で、地震による多数の地すべり性地表変動の発生を指摘した。本稿でも、PALSAR-2 データから SAR 干渉画像を生成し、その変動の判読と抽出を試みたので、結果を報告する。

2. 対象地区

姫川の東側の山地、中谷川と土谷川の流域（図1）を対象とした。この流域には、中越地方と同様、新第三系の砂質泥岩～泥岩が広く分布（中野ほか，2002）して、斜面が一体的かつ緩やかに斜面下方にわずかに移動する狭義の地すべりが高密度に分布する（防災科学技術研究所，2000）。

望月（1971）はこの流域の地すべりの特徴として、標高 600～800 m 附近に集中すること、それ以上では疎らになること、支川の谷頭部から発生する地すべりが少ないこと、新第三系中新統下部とそれ以前の地質には地すべりが少ないこと、姫川に近づくほど地すべりが多くなるのではなく、断層に沿って地すべりが連続する特徴も無いことを述べている。

後述するように、今回の地震で地すべりが滑動した場合には、移動体の地表が乱されて崩壊性地すべりの状態をとった場合と、わずかに変動して地震前後で地表の状態はそれほど乱されない場合があると考えられる。

3. 方法

図1に、PALSAR-2 データの観測範囲、表1にデータの諸元を示す。ALOS-2の南行軌道からの観測データ（HH 偏波）のうち、2014年10月2日と11月27日のデータ（オフナディア角：32.4°）をマスター画像とスレーブ画像として、レンジ（マイクロ波の照射）方向に4ルック、アジマス（衛星進行）方向に8ルックで干渉解析した。干渉解析には小澤（2014）が開発したソフトウェアを使った。

PALSAR-2からのマイクロ波は、衛星が進行する向きの左側から照射された。オフナディア角とは、人工衛星の真下と衛星視線方向（LoS：Line of Sight）がなす角度を示す。

その後、SAR 干渉画像のざらつき（位相の分散

の大きさ）を低減する Goldstein and Werner（1998）のフィルタ（係数は1.0）をかけて SAR 干渉画像を生成した。フィルタ窓領域のサイズは、16画素×16画素とした。干渉画像からの地形の影響の除去には国土地理院の数値地図データ（標高）10 m メッシュを用いた。なお、数値地図データ（標高）にジオイドモデル（安藤ほか，2002）を補正して楕円体高としたものを使った。



図1 PALSAR-2 データの観測範囲（矩形）
星印は平成24年長野県北部の地震の震央、円内
が対象地区、A：姫川、B：中谷川、C：土谷川。

Fig. 1 Coverage area of PALSAR-2 data (Rectangle)
Black star is epicenter of the northern Nagano
earthquake in 2014, and open circle indicates the study
area and A: Himekawa River, B: Nakatani River, C:
Tsuchitani River.

表1 本研究で用いた PALSAR-2 データの諸元
Table 1 Specifications of PALSAR-2 data used in this study.

Path	Frame	Date in 2014	Off nadir angle	Orbit	Antenna
25	2840	2 Oct / 27 Nov	32.4°	Des.	Left

Des: Descending

4. 結果とまとめ

4.1 八方岩地区と市場1号地区

小松原ほか（2015）が報告した2ヶ所の地すべりの相当箇所を、図2の SAR 干渉画像（南行軌道；以下、4.3節まで同様）で判読した。図2において、Aが八方岩地区（図3）で、Bが市場1号地区（図4）である。小松原ほか（2015）が報告しているように、表層がかなり乱されており、SAR 干渉画像でもざらつきが多く（位相の分散が大き）、斜面下方への土塊の挙動を検出するのは困難だった。

4.2 黒倉地区

図 2 の C に示すように、SAR 干渉画像で明瞭に局所の地すべり性地表変動が判読された。地点 a が無変動であったとすると、 $a \rightarrow b \rightarrow c$ と場所が変わるにつれて、SAR 干渉画像では青→赤→黄色の位相変化が判読された。これは、LoS に沿って、西側上空を飛行する ALOS-2 から見て地表が東向きに変動するか、あるいは下向きに沈降したことを意味している。また、図 2 のカラーチャートを参照して、LoS に沿った変動量は、地点 a からみて地点 b では約 4 cm、地点 c では約 8 cm と、黄色に変化するほど地点 a からみた変動量は大きい。

図 5 は、図 2 の SAR 干渉画像を拡大したものであり、地点 a, b, c の場所は図 2 と一致する。ケバ記号は防災科学技術研究所 (2000) の地すべり地形分布図の滑落崖を示し、以下の図も同様である。

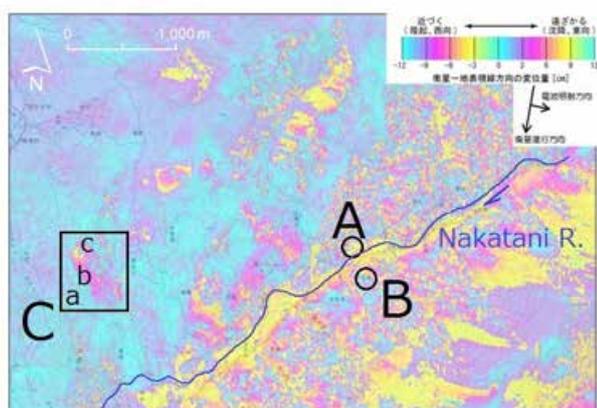


図 2 中谷川に沿った SAR 干渉画像
Fig. 2 InSAR image along Nakatani River.



図 3 八方岩地区の地震による地すべり (2014 年 12 月 2 日小松原博士撮影; 小松原ほか (2015) の写真 -7)
Fig. 3 Earthquake-induced landslide in Happoiwa area (taken by Dr. Komatsubara on 2 Dec 2014; Photo-7 in Komatsubara *et al.*, 2015).



図 4 市場 1 号地区の地震による地すべり (2014 年 12 月 2 日小松原博士撮影)

Fig. 4 Earthquake-induced landslide in Ichiba No.1 area (taken by Dr. Komatsubara on 2 Dec 2014).

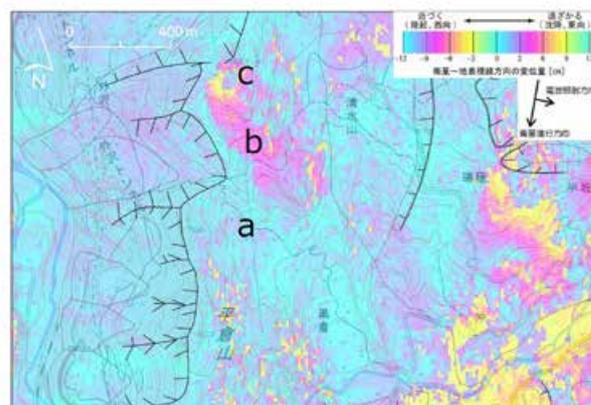


図 5 黒倉地区の SAR 干渉画像
ケバは地すべり地形分布図 (防災科学技術研究所, 2000) に示された滑落崖

Fig. 5 InSAR image in Kurokura area
Overlaid hachure is from Landslide Distribution Maps (NIED, 2000).



図 6 黒倉地区の地すべり性地表変動 (2015 年 5 月 14 日佐藤撮影)

亀裂がブルーシートに覆われて保護されていた
Fig. 6 Earthquake-induced landslide surface deformation in Kurokura area (taken by Sato on 14 May 2015)
Cracks were covered and sheltered with blue tarps.

図5を見ると、今回の地震により、縮尺1/5万地形図に描かれた地すべり地形よりは小規模な地すべりが生じたと考えられる。現地を確認したところ、地点cの南西には古い地すべり地形の滑落崖が認められ、地点b付近から下流は地すべり防止区域に指定されていることなどから判断すると、本地震によって、微小な変動量を伴った地すべりの再滑動がSAR干渉画像で把握されたと考えられる。

図6は、地点c付近の送電線の鉄塔を撮影した写真であり、亀裂がブルーシートに覆われ、雨水の侵入と拡大が防がれていた。図7は、鉄塔の保守のため、地震直後に中部電力によって計測された亀裂の長さである。中部電力によると、亀裂Aの幅は10cm、深さ40cm、亀裂Bの幅は10cm、深さ40～80cmであり、深さ4m前後の鉄塔の基礎には現在、異常は見られないとのことである。現地の観察によれば、亀裂の南側が沈降していた。SAR干渉画像から見積もられる変動は地表に現れる変動のみであり、地点c付近のLoSに沿った変動量が約8cmであることを考えると、亀裂の幅10cmは、SAR干渉画像による計測と調和的であると言ってよいであろう。

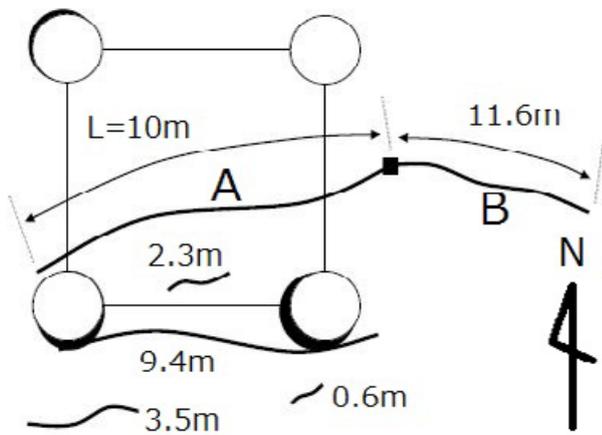


図7 地震直後の図6における亀裂の諸元(中部電力の計測による)
 Fig. 7 Specifications of cracks in Fig. 6, measured just after the northern Nagano earthquake in 2014 (measured by Chubu Electric Power).

4.3 上手村(わでむら)地区

図8の地点a付近の滑落崖を無変動であったとすると、a→b→cと場所が変わるにつれて、SAR干渉画像では青→赤→黄色の位相変化が判読された。これは、LoSに沿って、ALOS-2から見て地表が東向きに変動するか、あるいは下向きに沈降したこと

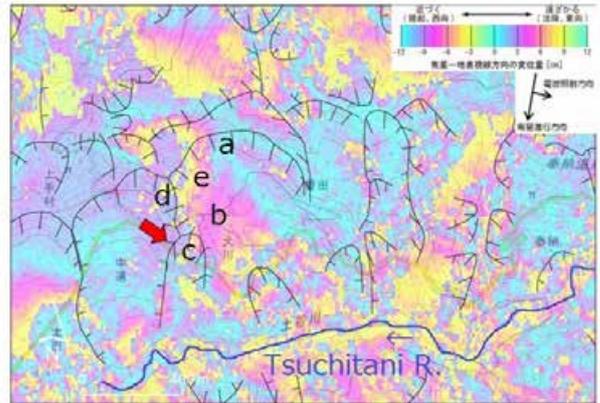


図8 土谷川に沿ったSAR干渉画像
 赤矢印は図9の写真の向きを示す。
 Fig. 8 InSAR image along Tsuchitani River
 The red arrow shows direction of the photo in Fig. 9.

を示す。また、図8のカラーチャートを参照して、LoSに沿った変動量は、地点aからみて地点bでは約4cm、地点cでは約8cmと、黄色に変化するほど地点aからみた変動量は大きい。この変動は一連とみられ、地点a付近に滑落崖を有する地すべり移動体と、地点c付近に滑落崖を有する地すべり移動体が別途に変動したとは考えづらい。

図9に、上手村地区の地震後の地すべりによる沈降と考えられるアスファルト路面上の写真を示す。この写真は、森下ほか(2015)の図-11(b)の路面上、山側の亀裂の拡大写真である。5～7cm程度の段差が生じており、森下ほか(2015)では道路盛土の重力性の沈降の可能性にも言及しているが、この段差が、仮に地すべり移動体の土谷川へ向いた沈降とはらみ出しに伴う一連の変動を反映しているのであれば、SAR干渉画像で把握したLoSにそった変動量と調和的であると考えられる。

図8を見ると、地点c以外にも地点d付近に黄色がみられ、a→e→dと場所が変わるにつれて、SAR干渉画像では青→赤→黄色の位相変化が判読された。地点aからみて地点eでは約4cm、地点dでは約8cmと、黄色に変化するほど地点aからみた変動量は大きい。仮に、地震直後に滑落崖d付近の道路の路面などの構造物を観察したとすると、亀裂など、さまざまな変状がみられた可能性がある。

また、地点aからみた地点cと地点dの変動量はほぼ同じであり、地点a付近に滑落崖を有する地すべり移動体と、地点c,d付近に滑落崖を有する地すべり移動体が別途に変動したとは考えづらい。つま

り、地点 a 附近を頭部として、別の地すべり移動体の滑落崖に相当する地点 c, d 附近にまで、地震によって、広い範囲で一体となった地すべり性地表変動が発生していたことが想定される。



図 9 上手村地区の地すべり性地表変動 (2014 年 12 月 3 日中島撮影)

Fig. 9 Landslide surface deformation in Wade area (taken by Nakajima on 3 Dec 2014).

謝辞

防災科学技術研究所の小澤博士からは SAR 解析ソフトウェア RINC 0.27 と数値地図 (標高) にジオイドモデルを補正した楕円体高データの提供を受けた。中部電力大町電力所からは、送電線鉄塔の保守結果の提供を受けた。鉄塔の保守結果の聞き取りに際しては、防災科学技術研究所の大八木規夫博士との議論が役立った。産業技術総合研究所小松原博士からは八方岩地区と市場 1 号地区の地すべりの写真の提供を受けた。本研究で使用した PALSAR-2 データは、宇宙航空研究開発機構 (JAXA) 防災利用実証実験土砂ワーキンググループ及び東京大学地震研究所の特定 (B) 「新世代合成開口レーダーを用いた地表変動研究」の枠組みに基づいて、JAXA から提供を受けた。以上のご厚意に感謝します。なお、PALSAR-2 原初データの所有権は、JAXA にあります。

参考文献

- 1) 安藤 久・佐々木正博・畑中雄樹・田中和之・重松宏実・黒石裕樹・福田洋一 (2002) : 「日本のジオイド 2000」の構築. 国土地理院時報, 97, 25-30.
- 2) 宇宙航空研究開発機構 (2014) : 陸域観測技術衛

- 星 2 号. <http://fanfun.jaxa.jp/countdown/daichi2/files/daichi2.pdf> (2016 年 3 月 12 日参照)
- 3) 宇根 寛・佐藤 浩・小荒井 衛 (2008) : SAR 干渉画像を用いた能登半島地震及び中越沖地震に伴う地表変動の解析. 日本地すべり学会誌, 45, 125-131.
- 4) 小澤 拓 (2014) : 防災科研における InSAR 解析ツールの開発 - その 3 -. 日本地球惑星科学連合大会 予稿, STT59-P12. <https://confit.atlas.jp/guide/event-img/jpgu2014/STT59-P12/public/pdf> (2016 年 3 月 12 日参照)
- 5) 気象庁 (2004) : 平成 16 年 (2004 年) 新潟県中越地震について. 平成 16 年 10 月地震・火山月報 (防災編), 41-87.
- 6) 気象庁 (2014) : 平成 26 年 11 月 22 日の長野県北部の地震. 平成 26 年 11 月地震・火山月報 (防災編), 42-66.
- 7) 小松原 琢・八木浩司・宮地良典・水野清秀 (2015) : 2014 年 11 月 22 日長野県北部の地震 ($M = 6.7$) による小谷村中谷地区および白馬村堀之内地区の地すべりと側方流動. 日本地すべり学会誌, 52, 36-39.
- 8) 関口辰夫・佐藤 浩 (2006) : 新潟県中越地震における斜面崩壊の特徴と分布, 日本地すべり学会誌, 43, 142-154.
- 9) 中野 俊・竹内 誠・吉川敏之・長森英明・刈谷愛彦・奥村晃史・田口雄作 (2002) : 5 万分 1 地質図幅「白馬岳」, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 10) 防災科学技術研究所 (2000) : 地すべり地形分布図「白馬岳」. 防災科学技術研究所研究資料, 200, 第 11 集「富山・高田」.
- 11) 望月 巧 (1971) : 長野県北部犀川, 姫川沿川の地すべり (3). 地すべり, 8(2), 29-38.
- 12) 森下 遊・山田晋也・山中雅之・吉川忠男・和田弘人・矢来博司・中埜貴元・飛田幹男・小林知勝・中島秀敏・神谷 泉 (2015) : だいち 2 号 SAR 干渉解析により捉えられた平成 26 年 (2014 年) 長野県北部の地震に伴う地殻変動と地表変形. 国土地理院時報, 127. <http://www.gsi.go.jp/common/000101417.pdf> (2016 年 3 月 12 日参照)
- 13) 八木浩司・山崎孝成・渥美賢拓 (2006) : 2004 年新潟県中越地震にともなう地すべり・崩壊発生

場の地形・地質的特徴の GIS 解析と土質特性の
検討. 日本地すべり学会誌, **43**, 294-305.

interferogram filtering for geophysical application.
Geophysical Research Letters, **25**, 4035-4038.

14) Goldstein RM and Werner CL (1998) : Rader

要 旨

平成 26 年長野県北部の地震 (M_j 6.7) によって、長野県の山岳地帯に地すべりが発生した。しかし、地すべりの発生数は、平成 16 年新潟県中越地震 (M_j 6.8) と比べるとかなり少なかった。干渉合成開口レーダー (Synthetic Aperture Rader interferometry : InSAR) を使った先行研究によって、地震で生じた地すべりが震動域において示されている。そこで本研究でも SAR 干渉画像を生成し、画像から地すべり性地表変動を判読しようとした。SAR 干渉画像は、地震の前後に観測された ALOS-2 (Advanced Land Observing Satellite-2)/PALSAR-2 (Phased Array type L-band SAR-2) データを利用した。その結果、表層が著しく乱されている地すべりを SAR 干渉画像で判読するのは難しかった。しかし、現地では計測できても、空中写真で認定するのは難しいと考えられるわずかな変動量を伴った地震による地すべりを、SAR 干渉画像で判読することができた。

キーワード : 地すべり, 地震, SAR, 長野, ALOS-2, PALSAR-2

紀伊半島の付加体地域における深層崩壊発生場所の地質制約

木村克己*

Geologic Constraints for Hazard Assessment of Large-scale Landslide in the Shimanto Accretionary Complexes of Kii Peninsula

Katsumi Kimura

*National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan
k.kimura@bosai.go.jp

Abstract

Typhoon 1112 caused lots of catastrophic deep-seated landslides in the accretionary complexes of the Shimanto Belt. We compared the distribution of the ancient landslides picked up from the landslide distribution maps as well as the recent ones to the detailed geologic structures reflecting the accretionary process in the district “Obako-dake” in the center part of Kii Peninsula. As a result, there are about 400 bodies of landslides in the district, most of which occurs on the slippery slope, and about 75% of which are located on the hanging wall of thrust faults associated with sheared mixed rock or shale-dominant rocks. In addition, some landslide bodies tend to be arranged along the transverse faults oblique to the regional trend of accretionary complexes.

Key words: Landslide, Accretionary complex, Shimanto Belt, Geologic control, Kii Peninsula

1. はじめに

紀伊半島四万十帯の付加体起源の堆積岩類分布域において、平成 23 年の台風 12 号豪雨により大規模な深層崩壊が多数発生し、甚大な被害が生じた。特に、四万十帯北帯では深層崩壊は 19 カ所にのぼる。これらの崩壊規模は、崩壊面積で見ると、1~39 万 m² であり、それらのうち、14 カ所は本報告で対象とする美山層中で発生している。なかでも 15 万 m² 以上の大規模な崩壊 5 カ所はいずれも美山層分布域で発生している³⁾。なぜ、北帯でも美山層に集中的に深層崩壊が発生したのか、その発生層準に規則性はあるのだろうか。十津川流域では、北帯を構成する花園層、龍神層、丹生ノ川層間で、台風 12 号豪雨による総降水量はいずれも 1,000 mm 前後であり、有意な差はない¹⁾。深層崩壊の地形・地質的特徴については、現地地表調査および災害復旧工事に伴う

ボーリング調査や航空レーザ測量などの精密 DEM による地形解析が実施されその詳細な実態が検討されている。その中で、深層崩壊が発生した山地斜面では、重力性クリープによる地形変状の兆候を示しており²⁾、深層崩壊の滑り面は、スラストおよびせん断された泥質岩の分布層準に発生していること³⁾などが明らかにされてきている。しかし、上記の問題が解明されたとはいいがたい。その問題解決には、深層崩壊地を含むより広域的な範囲で、付加体の地質の詳細を明らかにするとともに、過去の深層崩壊地との関連を比較・検討することが一つの有用なアプローチであろう。その研究成果は、豪雨が引き金となる深層崩壊の発生場所の予測に有意な地質的制約条件を与えると期待される。

本報告では、平成 23 年の台風 12 号豪雨により深層崩壊が多発した美山層分布域を含む「伯母子岳」地

* 国立研究開発法人 防災科学技術研究所 災害リスク研究ユニット

質図幅(5万分の1縮尺の地質図および解説書, 地質調査総合センター発行)の範囲(図1)を中心に, その隣接地域について実施した地質調査結果に基づいて, 深層崩壊の地質規制について予察的に検討した結果を報告する. なお, 本報告は応用地質学会の平成27年度研究発表会で発表した内容⁶⁾に基づいている.



図1 紀伊半島の地質 産総研の20万シームレス地質図を転載. 伯母子岳図幅地域と四万十帯北帯, 南帯, および北帯を構成する地層群を明示している.

Fig. 1 Geological map of Kii Peninsula.

2. 調査地域の地形・地質概要

紀伊半島の四万十帯は白亜系を主体とする北帯と古第三系を主体とする南帯とに二分され, 「伯母子岳」図幅地域は北帯に位置する. 北帯の付加コンプレックスは, 褶曲をともなっているが, 東北東-西南西走向で北傾斜が卓越する帯状配列をなす. 北から南へ, その形成年代と岩相・地質構造の違いにより, 花園層, 湯川層, 美山層, 龍神層, 丹生ノ川層に細分され, いずれの地層境界も断層で断られている(図1)⁷⁾. 十津川流域の山岳地形は, 地層の層理面の構造を反映した構造地形, すなわち主要な尾根の方向は地層の走向におおむね平行で, 北に緩く南に急傾斜な非対称な斜面形状の発達を特色としている(図2). その結果, 山地斜面と地層の層理面の傾斜方向との関係から, 山地の北斜面は流れ盤, 南斜面は受け盤にあたることが多い. 平成23年に発生した深層崩壊の多くは, 流れ盤で発生している³⁾.

伯母子岳図幅地域の地形・地質区分を示す鳥瞰図

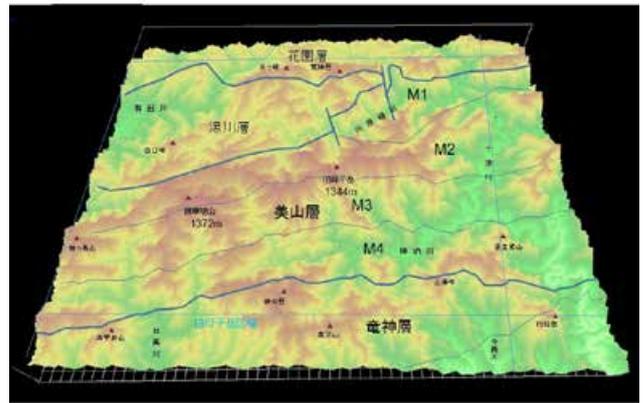


図2 伯母子岳図幅地域の地形イメージ
国土地理院の10 mDEMを用いてGISによる描画.
図中の線は地層境界をなす断層である.

Fig. 2 Geomorphological features of “Obako-dake” district.

3. 美山層の付加体地質

付加コンプレックスの基本となる原岩層序は, いわゆる海洋プレート層序であり, 下部から上部へ, 玄武岩(海山起源と推定), 遠洋性堆積物にあたる層状チャート, 半遠洋性堆積物の凝灰質頁岩, 陸源堆積物にあたる頁岩, 砂岩頁岩互層, 成層砂岩からなる. しかし, こうした海洋プレート層序は, スラストやそれに伴うせん断変形によって, 岩相間の累重が断たれ, 構造的に複雑に繰り返している. しばしば, スラスト近傍では幅広いせん断帯が形成され, 泥質岩中に固い岩石が岩塊をなして混在化した混在岩の特徴を呈する. 美山層では, 玄武岩や層状チャートはこのような大小の岩塊として産することが多い. このような混在岩が地質図で表現される規模で分布している場合には, メランジュとも呼称されるが, 本論ではそのような地層を混在岩層と呼ぶことにする. 地質図の岩相・変形の地層単位としては, 下位から上位へ, 混在岩層(チャート・緑色岩・砂岩の岩塊を伴う), 頁岩・頁岩卓越互層, 砂岩卓越互層, 砂岩層に分けることができる(図3). これらの地層単元間は断層で断たれ, 地層が地層内でも地層間でも構造的な繰り返しや欠如など, スラストに伴った構造変形を受けているが(図3), 見かけの累重関係は海洋プレート層序に類似し, その基底が混在岩を伴うスラストで断たれた層序・構造的なユニット(構造層序ユニット⁴⁾⁵⁾)として識別することができる.

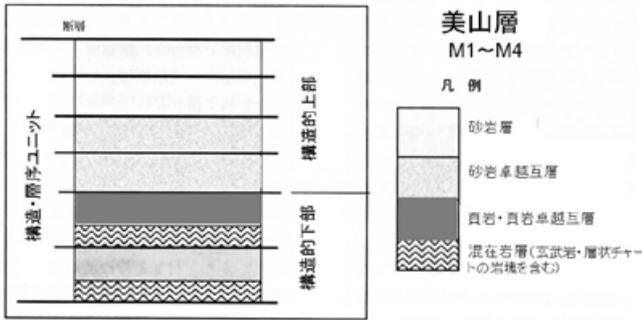


図3 構造層序ユニットの概念図⁵⁾
Fig. 3 Schematic image of Tectono-stratigraphic unit.

「伯母子岳」図幅地域の美山層は、構造層序ユニットとして、北から南へ、M1-M4の4ユニットに細分される。各構造層序ユニットは、幅1-3 kmで、東北東-西南西方向に帯状配列をなしている。構造層序ユニットの構造的下部ではおもに、混在岩層と頁岩・頁岩卓越互層が卓越し、構造的上部は主に砂岩卓越互層と砂岩層からなる(図3)。構造的下部では、地層の層理面は破断・分断され、砂岩はレンズ化し、頁岩には鱗片状劈開が発達する。これらは、伸長を伴ったせん断変形を受けており、P面とYせん断面とからなる非対称な変形構造(P-Y構造)を示す(図4)。このような構造は、スラストの活動に関連していると考えられる。一方、構造的上部では、層理面が変形を受けずに整然とした地層の重なりを示すことが多い。

4. 深層崩壊地の地質制約

4.1 赤谷, 長殿, 長殿北の深層崩壊

赤谷, 長殿, 長殿北の大規模な深層崩壊の発生位置は、いずれも北ないし北西向き斜面である。地質構造的な特徴としては、三者で特徴が異なる点がある。長殿北の深層崩壊は、M1とM2の両構造・層序ユニット境界をなすスラストの上盤にあたるせん断された混在岩の層準で滑っている(図5, 6, 7)。その滑り面は混在岩に発達するYせん断面とP面から構成される(図7)。赤谷の深層崩壊は、M2ユニット内部のスラスト上盤のせん断された頁岩卓越互層ないし混在岩において発生し(図5), その主滑り面は、長殿北と同様に、Yせん断面とP面から構成される⁸⁾。スラストの直下には厚い砂岩層が分布しており、地表水が浸透する通路としての重要性が指摘されている⁸⁾。一方、長殿の深層崩壊地は、尾

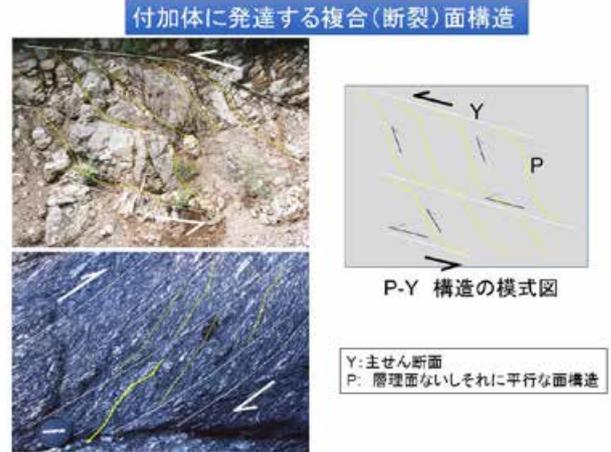


図4 付加体に発達するせん断変形構造 右図はP-Y構造の模式図。左上図は破断した砂岩頁岩互層に発達するP-Y構造、左下図は強くせん断された混在岩に発達するP-Y構造を示す。

Fig. 4 P-Y structure developed in the accretionary complexes.

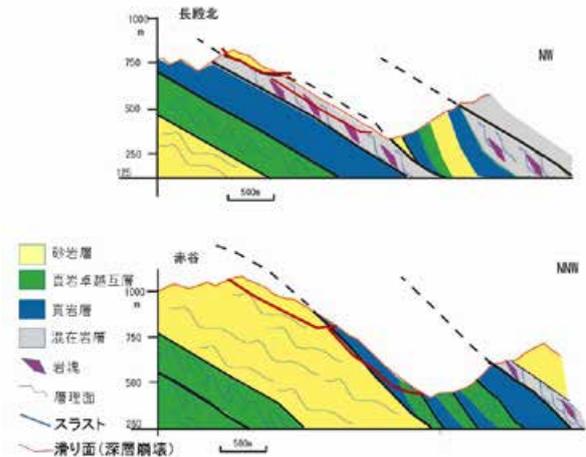


図5 美山層で発生した深層崩壊地(上図:長殿北と下図:赤谷)の地質断面図 両地点とも受け盤で深層崩壊が発生している。赤線が崩壊の主すべり面にあたる。

Fig. 5 Geologic profile sections of deep-seated landslides (upper: Nagatono-Kita, lower: Akadani).

根近傍から発生し、破断された頁岩卓越互層の層準で滑っている。主滑り面は層理面・せん断面と節理との断裂系が複合して形成されている。同頁岩卓越互層の下位には十津川沿いで確認されたM2ユニット内のスラストが延長していると推定される。

以上、三者の深層崩壊地で共通した地質制約条件として、美山層の構造・層序ユニットの構造的下部にあたるせん断された頁岩卓越互層ないし混在岩で発生していること、および、長殿についてはその存在が明らかではないが、長殿北・赤谷ではその直下に主要なスラストが存在する、という主な特徴をあげることができる。



図6 長殿北の深層崩壊地 崩壊土は川を越えて左岸の斜面に累重した。手前の川は川原樋川であり、左方向へ流れている。下流側から南西方向に向かって撮影。平成23年9月23日に撮影

Fig. 6 Deep-seated landslide (Nagatono-Kita).



図7 長殿北の深層崩壊地の主すべり面 主滑り面は玄武岩・砂岩の岩塊を含む混在岩中に形成された。川の上流側から西方向に向かって撮影。平成23年9月23日に撮影。

Fig. 7 Main slide plane of Nagatono-Kita landslide.

4.2 地すべり地形分布図

防災科発行の地すべり地形分布図⁹⁾では、写真判読に基づいて過去の地すべり移動体および滑落崖が2.5万分の1地形図に表示されている。これまで各地で発生した斜面崩壊地の大半が同図で表現された地すべり移動体分布地にあたるのが指摘されている。すなわち、同図は、斜面崩壊分布の累積結果を近似していると考えられている。実際に、平成23年の台風12号豪雨で発生した深層崩壊地のほとんどは、地すべり地形分布図で表現された地すべり移動体分布域ないしその近傍にあたる。伯母子岳図幅地域でも同様である。

本研究では、防災科が公表している地すべり地形GISデータを用いて、伯母子岳図幅地域の5万分

の1縮尺の地質図と比較することで、地すべり移動体の地質学的位置を検討した。

地すべり移動体は、伯母子岳図幅地域には約400体ある。そのうち、約75%はスラストの上盤で、せん断された混在岩ないし頁岩・頁岩卓越互層の層準に位置している。また、各地すべり移動体の分布は、横断断層ないしリニアメント沿いに配列する傾向も認められる。

5. まとめ

調査地域で平成23年の台風12号豪雨で発生した深層崩壊の多くは、流れ盤に位置し、泥岩が卓越しせん断変形が著しい層準で発生したことが判明しており、本研究によって、同様の傾向は、過去の地すべり移動体の分布にも認められた。以上のことから、美山層およびそれに類似した地形・地質特性を示す付加コンプレックス分布域では、深層崩壊の地質制約条件として、流れ盤におけるスラストとせん断された泥質岩の分布層準をあげることができる。また、地層の走向方向に斜交する横断断層ないし断裂系が、深層崩壊発生危険度をあげている可能性に留意する必要がある。

本研究で指摘した地質制約条件は、大規模斜面崩壊発生の予測において、重要な指標になるものと考えられる。

謝辞

本論文をまとめるにあたって、深層崩壊地の調査で協力していただき、有用なご意見をいただいた大阪市立大学の三田村宗樹教授、川崎地質(株)の栃本泰浩技術士、中央開発(株)の宇都秀幸技術士、高知大学の横山俊治教授、(有)風水土の永田秀尚博士、防災科研の防災科研の井口隆博士、そして、発表・執筆機会を与えてくださった飯田智之博士に心から感謝いたします。

参考文献

- 1) 気象庁(2011): 災害時気象速報 平成23年台風12号による8月30日から9月5日にかけての大雨と暴風. 災害時自然現象報告書2011年第3号, 気象庁HP
- 2) 千木良雅弘・松四雄騎・ツオウ チンイン・平石成美・松澤 真・松浦順生(2012): 2011年台風

- 12号による深層崩壊. 京都大学防災研究所年報, 55A, 193-211.
- 3) 合同調査団(2011): 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の調査報告. 地盤工学会関西支部HP.
- 4) 木村克己(1998): 付加体の out-of-sequence thrust. 地質学論集, no.50, 131-146.
- 5) 木村克己(2000): 四万十帯の付加体地質 - 奈良県南部を例にして -. 十津川災害111周年記念集会 - 斜面災害発生場所の予測に向けて, 京都大学防災研, 5-11.
- 6) 木村克己(2015): 紀伊半島四万十帯に認められる大規模深層崩壊の地質規制. 応用地質学会研究発表会講演論文集. 69-70.
- 7) Kumon, F., Suzuki, H., Nakazawa, K., Tokuoka, T., Harata, T., Kimura, K., Nakaya, S., Ishigami, T. and Nakamura, K. (1988): Shimanto belt in the Kii Peninsula, southwest Japan. *Modern Geology*, vol.12, 71-96.
- 8) 横山俊治・井口隆・永田秀尚・加藤弘徳・木村克己(2015): 2011年台風12号で発生した奈良県赤谷深層崩壊の地質構造規制. 地すべり学会研究発表会講演集.
- 9) 防災科学技術研究所: 地すべり地形分布図データベース.
<http://lsweb1.ess.bosai.go.jp/>

要 旨

2011年の台風12号豪雨により、数多くの深層崩壊が紀伊半島四万十帯の付加体起源の堆積岩類分布地域で発生した。典型的な付加体の岩相・地質構造が認められる白亜紀の美山層について、伯母子岳図幅地域の付加体地質と今回の深層崩壊地、および防災科研の地すべり地形分布図から得られた地すべり移動体分布との関係を比較・検討した。その結果、伯母子岳図幅地域には、約400体の地すべり移動体が分布しており、その大半は流れ盤にあたり、そのうち75%はスラストの上盤でせん断された混在岩ないし頁岩・頁岩卓越互層の層準にあたること、そして、付加体の走向に斜交する、より新規に発生した横断断層ないしリニアメント沿いに配列する傾向が認められた。

キーワード: 深層崩壊, 付加体, 四万十帯, 地質制約, 紀伊半島

深層崩壊による被害範囲の実態と予測手法

内田太郎^{1*}・田中健貴*・桜井 亘*・西口幸希**・松原智生**

Disasters Induced by Deep-seated Rapid Landslide and a Method for Assessing Hazard Area

Taro UCHIDA^{1*}, Yasutaka TANAKA*, Wataru SAKURAI*, Yuki NISHIGUCHI**, and Tomoo MATSUBARA**

**National Institute for Land and Infrastructure Management, Japan*

¹ *uchida-t92rv@nilim.go.jp*

***CTI Engineering, Japan*

Abstract

In steep mountainous regions, not only soils but also weathered bedrocks were sometimes sliding simultaneously. These landslides often move rapidly and triggered debris flow and sometimes induced landslide dam. In this study, these landslides are referred to “deep-seated rapid (catastrophic) landslide”. To date, there is no adequate information about probability of damage occurrence due to deep-seated rapid landslide. In this study, we compiled existing three databases about deep-seated rapid landslide inventories, which developed by Public Works Research Institute. So, we used about 300 landslide inventories to characterize volume of landslide, sediment movement types and location of damage occurrence. We roughly classified the sediment movement which caused damage into three types, landslide mass, debris flow and landslide dam breach and showed the ratio of occurrence of each sediment movement type. Then, we tested the correlation between deep-seated rapid landslide scale and the extension of damaged area. We found positive correlation between volume of landslide dam lake and the distance from landslide to the lower end of damaged area due to landslide dam breach. Also, we showed positive correlation between landslide area and the distance from landslide to the lower end of damaged area due to debris flow. Finally, we proposed empirical method to assess susceptibility of disasters due to deep-seated rapid landslide for a given site.

Key words: Deep-seated rapid landslide, Debris flow, Landslide dam, Hazard map

1. はじめに

深層崩壊に関して国土交通省と土木研究所では、過去の発生事例から得られた情報をもとに日本全国を深層崩壊の推定頻度で4分割した「深層崩壊推定頻度マップ」を2010年に公表した。続いて、土木研究所では、面積が概ね1 km²程度の溪流単位で深層崩壊の発生危険度を評価する「深層崩壊のおそれのある溪流抽出マニュアル」を作成し、国土交通省はこれを用いた調査結果を2012年に公表した。さらに、航空レーザー測量結果や空中電磁探査を活用した深層崩壊の発生場の予測に関する研究も精力的に

進められてきている¹⁾。また、深層崩壊の発生と降雨の関係を調べられてきた²⁾。これらは、深層崩壊がいつ、どこで発生するか予測することを試みたものではあるが、深層崩壊が発生した場合にどの範囲が被害を受けるおそれがあるかを予測できるものではない。

深層崩壊に起因する崩壊土砂の移動形態は多岐に渡る。深層崩壊による被害は、①深層崩壊の崩壊土砂が河道を閉塞し、天然ダムが形成・決壊することによる被害、②深層崩壊により生じた崩壊土砂が土石流となり生じる被害、③深層崩壊で生じた崩壊土

* 国土交通省国土技術政策総合研究所

** 株式会社建設技術研究所

砂が直撃することによる被害に分類されることが多い³⁾。従って、深層崩壊による被害の発生位置の予測手法は、土砂移動形態ごとに研究・技術開発が進められてきている。しかし、現時点では、深層崩壊で生じる可能性の高い土砂移動形態を予測する技術は確立されていない。

また、従来、土砂災害のおそれのある範囲の予測にあたっては、①過去の実績を踏まえた経験的な手法、②土砂移動過程を定式化し、作成した数値計算モデルを用いた手法が用いられてきた。このうち②について、数多くの研究が行われてきた。一方、①については、古くから、土石流などの到達範囲と地形の関係について数多くの研究がある。深層崩壊に起因するような現象に関しても、Nishiguchi *et al.* (2012)⁴⁾ は土石流の到達範囲と見通し角の関係の整理を行っているが、深層崩壊の事例数は10事例と限られていた。また、天然ダムによる被害や崩壊土砂が直撃した事例に着目して、土石の到達範囲と地形の関係を整理した既往研究がみられないのが現状である。

被害のおそれのある範囲を推定するにあたり、②の数値計算は極めて有効なツールではあるものの、①の過去の実績に基づく手法も簡易でわかりやすく、②に比べて容易に実施できる。そこで、本研究では、過去の深層崩壊による被害の実態に関する資料を収集し、1) 深層崩壊で生じた土砂の移動形態の実態、2) 移動形態ごとの規模と到達範囲の関係を整理し、集落単位で簡易に深層崩壊による被害の発生危険度が評価できる手法の検討を行った。

2. 用いたデータ

本研究の解析には、図1に示した資料に示されている文献を収集し、分析を行った。本研究では、蒲原・内田(2014)³⁾ の分類に従い、深層崩壊による土砂委の移動形態を図2に示す3つに分類した。なお、方法の詳細は西口ら(2016)⁸⁾ を参照されたい。

3. 結果

3.1 土砂移動形態と被害記載割合

文献に被害に関する記載がある割合を土砂移動形態別に整理した結果を図3に示した。図は、崩壊土砂量100万m³以上と以下で分類した。崩壊土砂量100万m³以上の場合、天然ダムの決壊による被害

の記載割合が多く、崩壊土砂量100万m³以下の場合土石流による被害の記載割合が3形態のうち最も高かった。

文献	発生時期	発生誘因	規模	地域	事例数
土木研究所 (2010)	715-2008年	地震, 降雨, 火山, 融雪等	崩壊土砂量が概ね100万m ³ 以上	全国	129
土木研究所 (2012a)	1885-2010年	降雨	崩壊土砂量が概ね10万m ³ 以上・崩壊面積が1ha以上・崩壊深さが5m以上	全国	188
土木研究所 (2012b)	2011年9月	降雨	崩壊面積が1ha以上	紀伊半島	72

図1 用いたデータセット
Fig. 1 Used datasets.

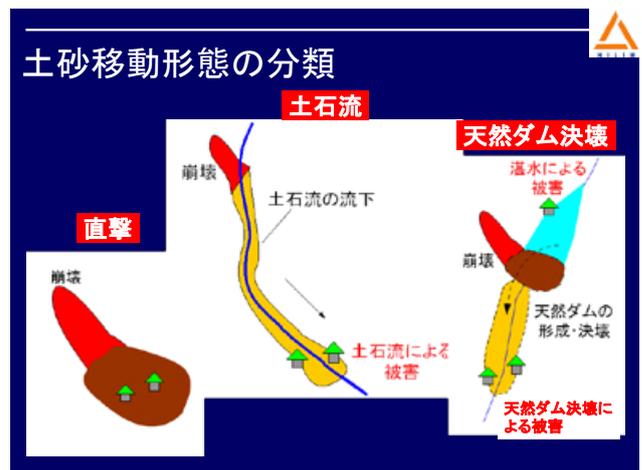


図2 土砂移動形態のタイプ
Fig. 2 Sediment movement type.

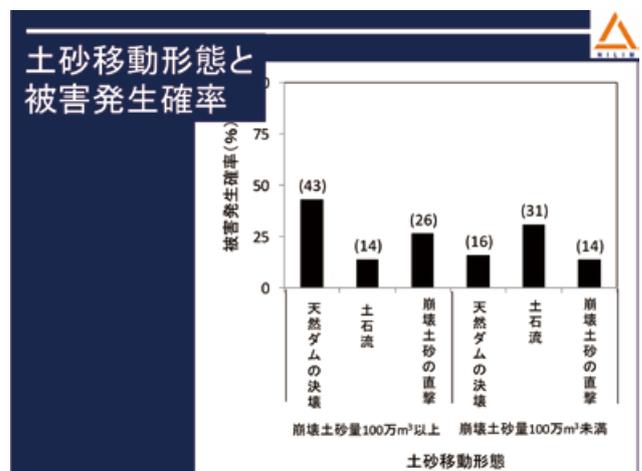


図3 土砂移動形態と被害記載割合
Fig. 3 Ratio of damage occurrence for each sediment movement type.

3.2 土砂移動形態と被害記載割合

図4には土砂移動形態別の崩壊面積・湛水量と被害範囲末端までの距離、比高/距離、比高の関係を示した。この結果、土砂移動形態別に崩壊面積・湛水量と崩壊地から被害範囲末端までの距離には比較的良好な相関関係があることが分かった(図4の赤枠)。

そこで、図5に示すように、土砂移動形態別に崩壊面積と崩壊地から被害範囲末端までの距離の関係図上で、過去の深層崩壊の被害の記載割合を評価する手法を提案した。

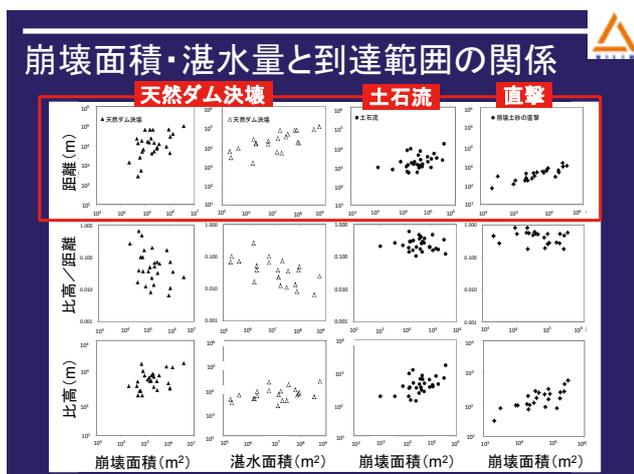


図4 土砂移動形態別の崩壊面積・湛水量と被害範囲末端までの距離、比高/距離、比高の関係

Fig. 4 Relationship between landslide area or landslide dam lake volume and distance, angle, relative height between landslide and the lower end of damaged area.

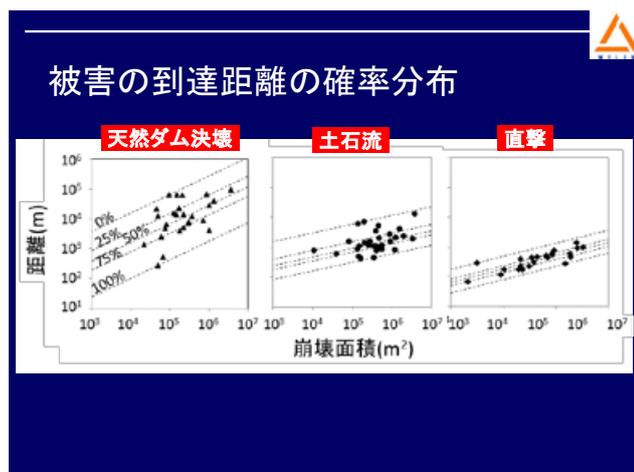


図5 深層崩壊に伴う各土砂移動現象の被害記載割合の分析結果

Fig. 5 Estimated ratio of damage occurrence for each distance from landslide and landslide area or landslide dam lake volume.

すなわち図5から、ある深層崩壊からの距離と面積の関係が図中の0%の線上またそれより距離が長い場所には、過去の深層崩壊では被害に関する記載がなく、このような場所では当該規模の深層崩壊では被害のおそれは低いと考えられる。一方、ある深層崩壊からの距離と面積の関係が図中の100%の線上またそれより距離が短い場所には、過去の深層崩壊で被害に関する記載がある事例の全てで被害に関する記載があり、当該規模の深層崩壊では被害のおそれが極めて高いと考えられた。

4. 簡便な集落の深層崩壊リスクの算定手法

図3～5の結果を用いて、簡便に集落の深層崩壊による被害のおそのれを算定する手法として、図6, 7に示す手法を提案し、図8に示す集落への適用を試みた。図8中に示すように空中写真を用いて過去の深層崩壊跡地を判読し、深層崩壊跡地の面積および集落から崩壊跡地までの距離を崩壊地ごとに算出した。その上で、集落ごとに深層崩壊跡地の面積と深層崩壊跡地から集落までの距離を図5上にプロットした。結果を図9に示した。図9から、以下のようなことが言える。

- 集落Cでは、深層崩壊が上流域で生じたとしても、直撃や土石流により被害の生じるおそれは過去の事例から見ると極めて小さいと考えられる。
- 集落Aでは、集落C同様、直撃により被害の生じるおそれは過去の事例から見ると極めて小さいが、土石流による被害のおそれはそれなりにあることが分かる。
- 集落AとBを比較した場合、集落Aに比べて、集落Bの上流域は広く、深層崩壊跡地が多い。そのため、深層崩壊により被害が生じる可能性がある範囲にある跡地の数は、集落Bの方が多い。

図6, 7に従い、図9の結果を基に各集落の上流域にある深層崩壊跡地ごとに対象土砂移動現象発生時に被害が達する確率(P_d)を算出した。その上で、図3で示した各移動形態の発生確率(P_l)を過去の文献中の記載頻度から想定し、 P_d と掛け合わせた値($P_d \times P_l$)を、上流域の全て崩壊地分足し合わせ、集落の深層崩壊による被害のおそのれを算出した。

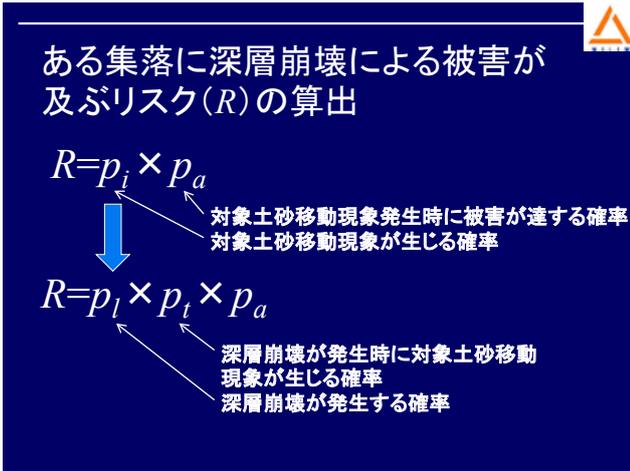


図6 簡便な集落の深層崩壊リスクの算定手法①
Fig. 6 A simple method for assessing susceptibility of disasters due to deep-seated rapid landslide, 1.

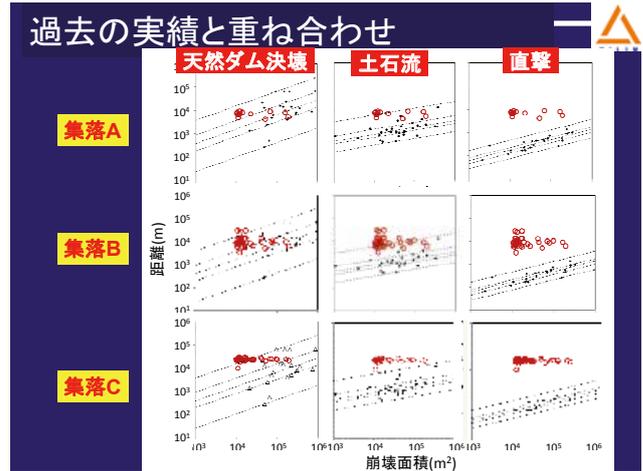


図9 深層崩壊跡地の面積と集落からの距離の関係
Fig. 9 Relationship between landslide scar area and distance between landslide and the village.

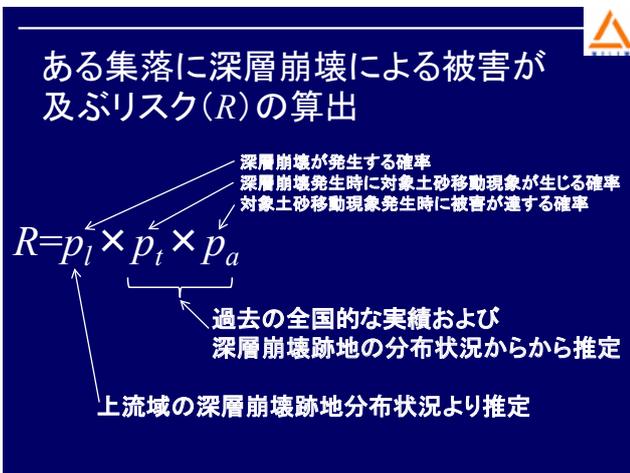


図7 簡便な集落の深層崩壊リスクの算定手法②
Fig. 7 A simple method for assessing susceptibility of disasters due to deep-seated rapid landslide, 2.

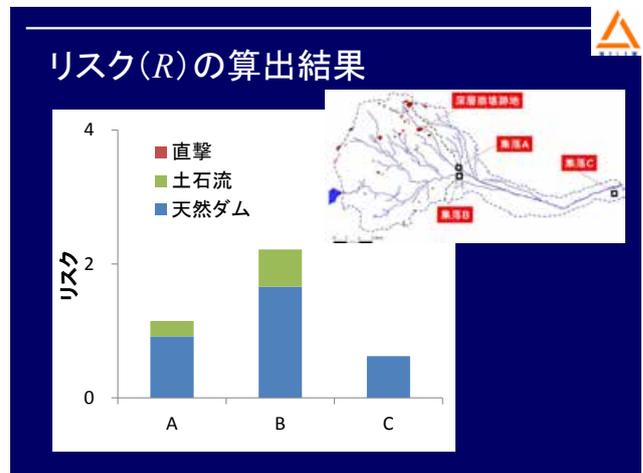


図10 評価結果
Fig. 10 Results of susceptibility assesment.

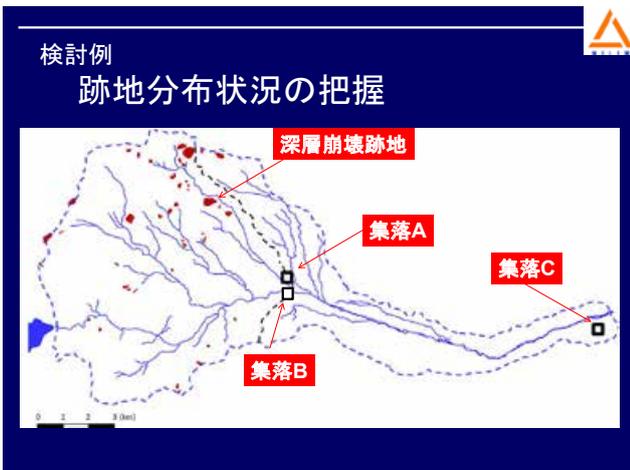


図8 検討対象地域
Fig. 8 Study area.

集落の深層崩壊による被害のおそれの程度(R)の算出結果を図10に示した。図に示すように、今後更なる検証は必要なものの、集落ごと、土砂移動形態ごとに、被害の生じるそれを簡易に空中写真判読結果から推定できた。

5. まとめ

- 本研究の成果をまとめると以下の通りである。
- 過去の深層崩壊により生じた土砂の流下の実態を元に土砂移動形態ごとの生じた事例数を検討し、崩壊の規模により生じやすい土砂移動形態が異なることを示した。
 - また、崩壊面積と被害の到達距離に正の相関があることを示し、崩壊面積と崩壊地からの距離

に基づき被害が及ぶ確率を算出した。

- これらの結果を元に簡便な集落の深層崩壊により被害の生じるリスクを算定する手法の提案を行った。

参考文献

- 1) 内田太郎・岡本敦(2012)：深層崩壊を引き起こした降雨の特徴，土木技術資料，Vol.54，No.11，p.32-35.
- 2) 横山 修・内田太郎・中野陽子・石塚忠範・笠井美青・鈴木隆司(2012)：レーザー測量データを用いた岩盤クリープ斜面の表面形状把握，砂防学会誌，Vol.64，No.6，p.13-24.
- 3) 蒲原潤一・内田太郎(2014)：深層崩壊対策技術に関する基本的事項，国土技術政策総合研究所資料第 807 号，40pp.
- 4) Nishiguchi Y., Uchida T., Takezawa N., Ishizuka T and Mizuyama T. (2012)：Runout Characteristics and Grain Size Distribution of Large-scale Debris Flows Triggered by Deep Catastrophic Landslides, Int. J. Erosion Control Eng., Vol.5, p. 16-26.
- 5) 土木研究所(2010)：歴史的大規模崩壊の実態，土木研究所資料第 4169 号，225pp.
- 6) 土木研究所(2012a)：過去の深層崩壊事例について(～平成 22 年度)，https://www.pwri.go.jp/team/volcano/deep_seated_landslides/deep_seated_landslides.htm，参照 2015-07-07.
- 7) 土木研究所(2012b)：平成 23 年台風 12 号により紀伊山地で発生した深層崩壊事例について，http://www.pwri.go.jp/team/volcano/deep_seated_landslides/deep_seated_landslides_Typhoon12_2011.htm，参照 2015-07-07.
- 8) 西口幸希・内田太郎・田中健貴・蒲原潤一・奥山遼佑・日名純也・松原智生・桜井 亘(2016)：深層崩壊発生に伴う土砂移動現象と被害発生位置の実態，砂防学会誌，Vol.68，No.6.

要 旨

急峻な山地域では、表層の土砂のみならずその下の風化岩盤までが同時に崩れるような深層崩壊と呼ばれる崩壊が発生する。深層崩壊はしばしば高速で移動し、大きな被害をもたらす。しかし、現状、深層崩壊による被害の発生を評価できる汎用性のある手法は開発されてきていない。そこで、本研究では、過去の深層崩壊に関する文献を収集し、約300の深層崩壊による被害について調査した。そこで、本研究では、1) 深層崩壊で生じた土砂の移動形態の実態の把握、2) 移動形態ごとの規模と到達範囲の関係を整理した。その上で、1)、2)の結果を元に集落単位で簡易に深層崩壊による被害のリスクを評価できる手法の検討を行った。

キーワード：深層崩壊，土石流，天然ダム，ハザードマップ

移動計測による地すべり性崩壊の発生予測法 －斉藤法の適用域と改良法－

林 拙郎*

Time Prediction Method of Landslides by Observing Displacement － Applicable Range of Saito Method and its Improved Method －

Setsuo Hayashi

*Center for Integrated Research and Education of Natural Hazards,
Shizuoka University, National Univ. Corp., Japan
hayashi-s@ztv.ne.jp

Abstract

The Saito method is a famous time prediction method of landslides. But it has been pointed out that the Saito method does not apply from the beginning of the Tertiary creep, which has two ranges. The first range is mode I and second is mode II, mode I meaning failure growth range and mode II meaning the collapse occurrence range. It was confirmed by several landslides that the applicable range of the Saito method is mode II. Displacement rate (v) is an important factor for the time prediction of landslides. A semi-log graph with a logarithmic axis of $1/v$ and transverse of time (t), was used for confirmation. Mode I is shown as a straight line and mode II is shown as a curved line on this graph. From the straight line, the shift point to the curved line shows the critical displacement rate of the two modes. After reaching this point, the phenomena of the slope displacement shifted to mode II of collapse. If a collapse occurs, its monitoring becomes possible from this method using the semi-log graph. Lastly the acceleration equation of the Tertiary creep is shown as the following; $dv/dt=av+bv^2$. Here, a and b are constants. The 1st term and the 2nd term in right side of this equation correspond to mode I and mode II in the Tertiary creep, respectively.

Key words: Measurement of displacement, Displacement rate, Tertiary creep, Mode of failure, Mode of collapse

1. はじめに

地すべり性崩壊の発生時刻の予測法として斉藤法(斉藤, 1968)が知られているが, 斉藤法の適用域が第三次クリープ前半のモード I からでは無く, 後半のモード II であることを最初に指摘し, そのことを 2, 3 の事例によって確認する. 続いて移動速度の逆数に基づく福囿法(福囿, 1985)を改良した予測法の結果を浜松市茶畑の崩壊事例他より報告し, モニタリングの手法を示す.

また, 第三次クリープにおけるモード I とモード II の力学的な加速機構をアスペリティーモデルより紹介する.

地すべり性崩壊の予知予測に関する原理的側面を最後尾の[スライド 1]に示す.

2. 第三次クリープにおける斉藤法の適用域

地すべり性崩壊の発生予測に斉藤法が使われた事例として図 1(山田・小橋・草野, 1971)がある. 斉

* 国立大学法人 静岡大学防災総合センター

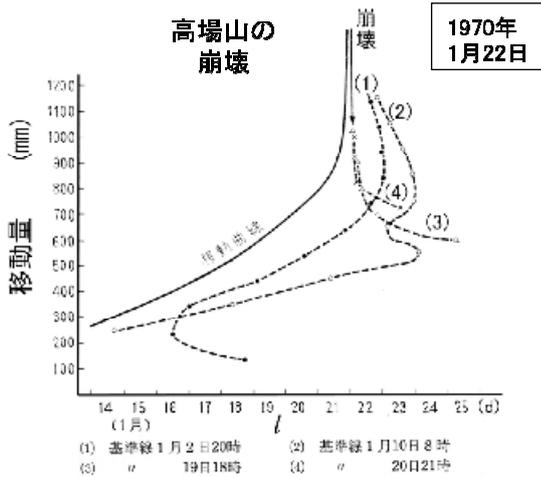


図1 基準日の設定による崩壊予測時刻の相違 (山田・小橋・草野, 1971)

Fig. 1 Difference of time to collapse by setting of base date.

藤法は、この図1の高場山崩壊の事例にみられるように、予測基準線の日時取り方によって必ずしも予測崩壊日が一致せず、予測基準日を早めにとると(図中の1月2日、10日)移動曲線に沿って予測結果が17日、18日と後方の崩壊日へ移動し、遅めに取ると(図中の1月19日、20日)、崩壊発生日を超えた日から予測結果が前方の崩壊日へ接近して動いている。これは予測の誤差(偶差)といえる現象ではなく、明らかに別の要因が関与する系統的誤差とみられる現象である。このような現象が発生するのは、次章で示すように斉藤法の適用域が第三次クリープの最初からではないためである。

3. 第三次クリープのモードI・II

斉藤法の適用域は、図2にみられるように第三次クリープ後半のモードIIである(林他, 1988; 林, 1991, 2008)。このことは、図3、図4のような移動速度vの逆数でみると、第三次クリープに2つのモードが存在することから了解できることである。

両モードにおける移動速度vの成立式を福園(1985)が考案したvの逆数式のスタイルで示すと次式のようになる。

$$\text{モード I (破壊モード)} : 1/v = (1/v_0)e^{-at} \quad (1)$$

$$\text{モード II (崩壊モード)} : 1/v = b(tr - t) \quad (2)$$

ここに、v: 移動速度, t: 時間, v₀: 移動速度の初期値, tr: 崩壊時間, a, b: 係数である。

上式のモードIの(1)式は指数曲線であり、普通

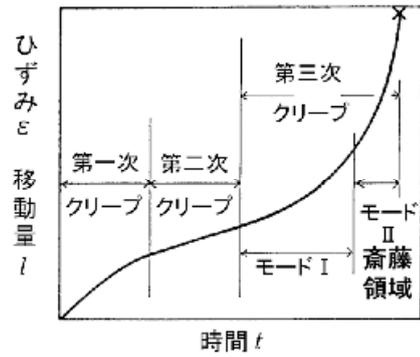


図2 クリープ曲線 Fig. 2 Creep curve.

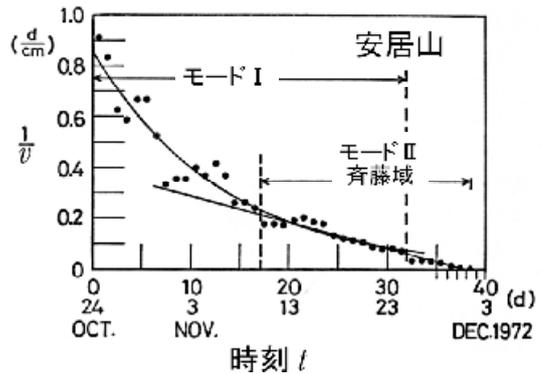


図3 第三次クリープにおける移動速度の経過 (ノーマルグラフ(林他, 1988)) Fig. 3 Time process of displacement rate in the Tertiary creep.

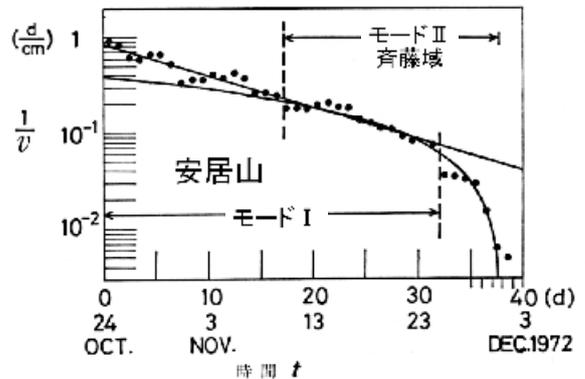


図4 片対数グラフによる移動速度の経過 (林他, 1988) Fig. 4 Time process of displacement rate on semi-log graph plot.

目盛の場合、図3の安居山の事例にみられるような低下曲線となる。この範囲は横軸の0~25日を超えている。縦軸に対数軸を用いた図4(同じ安居山)をみると横軸の0~25日を超える範囲までが直線となっており、モードIが指数曲線であることが理解される。また、図3にみられる低下曲線は、初期



図5 浜松市茶畑の崩壊(写真:浜松土木事務所)
Fig. 5 Collapse of the tea plantation in Hamamatsu city.

の遅い移動速度を取り逃がすこともあり、データの取得がモード I とモード II の遷移領域(例えば、20 日以後の場合)から始まることもある。その場合にはモード II の直線 ((2) 式) 領域と区別がつかないこともあるが、片対数グラフで調べれば、モード I の破壊成長領域(直線域)に接続して、モード II の崩壊発生領域(曲線域)があることになる。

4. 四万十帯 2 地点における崩壊過程

4.1 浜松市茶畑の崩壊事例

浜松市茶畑の崩壊は、2013 年 4 月中旬頃よりテレビ等で報道され、世間の耳目を集めた(図 5)。崩壊までの経過は以下のとおりである(林・菅沼, 2014)。

- 3 月 18 日 89 mm/d の降雨(県春野雨量計)
- 3 月 21 日住民が変状(段差)を発見
- 4 月 6-7 日 80 mm の降雨、後、崩壊まで無降雨
- 4 月 08 日伸縮計による計測開始
- 4 月 22 日午後、移動速度 4 mm/h
- 4 月 23 日崩壊

浜松市茶畑の 3 月、4 月の日雨量と移動経過を参考文献の後の[スライド 2]に示す。

図 6 は 2013 年 4 月 23 日発生 of 浜松市茶畑の地すべり性崩壊の移動速度の逆数 $1/v$ の経過を示したものである。左軸の通常目盛では指数曲線が明瞭ではないが、右軸の片対数目盛をみると、モード I の指数式による直線関係が成立しており、斉藤域に移行するのは、4 月 20 日から 21 日と認められる。これ以降、普通目盛で直線を引けば、崩壊発生日時はほぼ 4 月 23 日を与える。

4.2 宮崎県国道 327 号の崩壊

図 7 は日向土木事務所が拡幅工事をしていた国

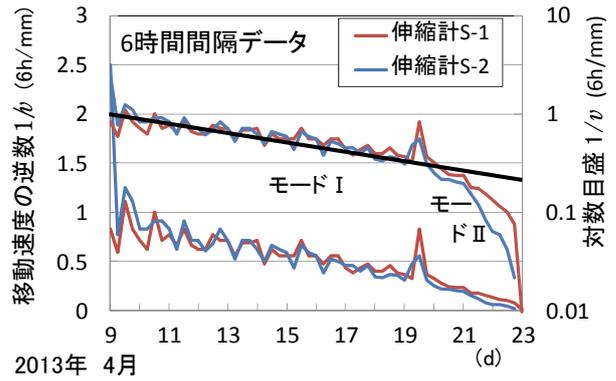


図 6 浜松市茶畑の移動速度の崩壊経過
Fig. 6 Time process on displacement rate of collapse of the tea plantation in Hamamatsu city.

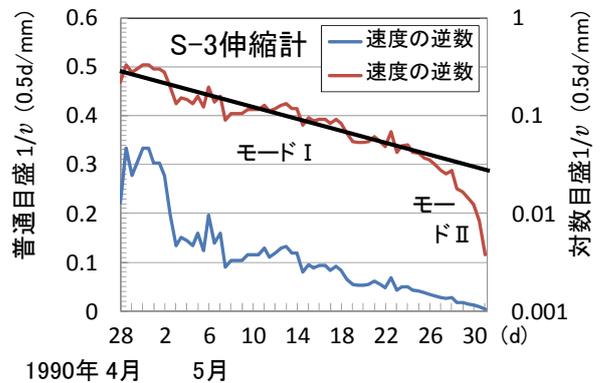


図 7 宮崎県国道 327 号の崩壊経過
Fig. 7 Time process on displacement rate of collapse of the Root 327 in Miyazaki pref.

道 327 号の法面崩壊の事例である。この崩壊は約 1 カ月前から計測管理していた法面で、1990 年 5 月 31 日に崩壊した(諏訪・平野・奥西, 1991)。5 月 18-19 日に 40 mm の降雨があったが、その後は 30-31 日に 2.5 mm の降雨があったのみである。25 日頃までがモード I で、26 日からモード II に移行した模様である。

降雨と移動速度(国道 327 号)の経過を参考文献直前の[スライド 3]に示す。

ここで取り上げた崩壊過程をみると、両事例とも第三次クリープモード I の初期過程のデータを取り逃がしているようである。どちらも $50 \sim 60^\circ$ の急な斜面であり、急激に移動速度が増加するようになったためのように思われる。

5. 斜面土塊のモニタリング手法

以上より、徐々に移動する斜面土塊のモニタリング手法についてはかなり明確になって来た。ここでは、従来からの予測法と改良法を示す。

5.1 従来法

- (1) 崩壊発生の移動速度 4 mm/h に注意しながら、齊藤法の図解法（計算法も同様）を適用し、予測時刻の変化を承知した上で監視する。
- (2) 福圍の速度の逆数 $1/v$ 法をノーマルグラフ上で用いて予測線を引いても、結果は同じとなる。このことは、図6、図7のノーマルグラフ上で左側から直線を引いて予測することを試みれば、明らかであろう。

5.2 改良法

図6、図7に示すような第三次クリープにおける移動速度 v の挙動に注目すると、地すべり性崩壊の発生予測法として以下のような方法が考えられる。

- (1) 移動速度の逆数 $1/v$ を片対数グラフ上でモニタリングを行う。
- (2) 崩壊発生の移動速度 3 ~ 4 mm/h には注意する（今回の浜松市茶畑や宮崎県の事例にてモード I から II への臨界速度として 3 mm/h 程度の値が得られた）。
- (3) 片対数グラフ上で直線域（破壊成長領域）から曲線域（齊藤領域）へ移行するときの崩壊発生領域への変化点を見極める。
- (4) モード I の経過において、もし崩壊しない場合には、図8に示すような非崩壊の経路を辿る。

6. 斜面土塊の加速機構

6.1 斜面土塊の加速遷移式

福圍 (1985) は、移動時の加速度 a と移動速度 v との phase 上で崩壊過程を考察し、データプロットより第三次クリープにおける斜面土塊の加速式として次式を示した。

$$dv/dt = a_f v^n \quad (3)$$

ここに、 a_f , n は係数である。 n については、実験結果より 1.5 ~ 2.2 の値を示した。Voigt は指数 n が時間と共に変化するのではないかと指摘している。移動加速度を直接プロットする福圍の方法は、差分を2回行うことになり、データが荒くなるという一面がある (林, 1991)。

以下では、徐々に移動する斜面土塊については、岩質斜面体や軟岩斜面体を典型例と考えている。ここまで筆者は、第三次クリープにおけるモード I、およびモード II の移動速度 v と時間 t との関連を指摘したが、斜面土塊の加速機構については述べな

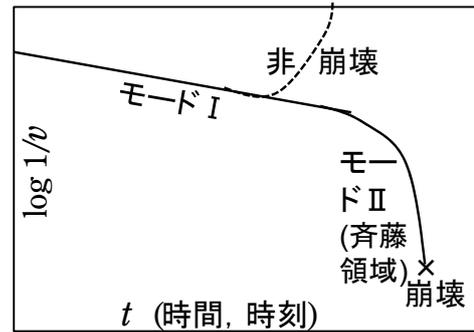


図8 第三次クリープにおける各モードと崩壊、非崩壊の関係

Fig. 8 Collapse, non-collapse and each modes in the Tertiary creep.

かった。そこで、以下モード I、モード II の加速式について述べる (林, 1988)。

$$\text{モード I の加速式: } dv/dt = av \quad (4)$$

$$\text{モード II の加速式: } dv/dt = bv^2 \quad (5)$$

ここに、 a , b 係数である。これらのことから、モード I からモード II への遷移式として次式が与えられる (林, 1991)。

モード I から II への加速遷移式:

$$dv/dt = av + bv^2 \quad (6)$$

この式が第三次クリープにおける斜面土塊の加速遷移式である。上式は、移動速度の小さい初期では第1項が卓越し、移動速度が大きくなる後半になると第2項が卓越するという特徴をもち、図6、図7のようにモード I・II が接続する。(6) 式の特徴は参考文献の林 (1991) に詳しい。また、雪崩の予測に関して、納口・山田・五十嵐 (1986) は、筆者らとは全く別の方法で (6) 式の式形を得ており、結果的に雪崩の移動加速式と同一の式形となっている。

6.2 斜面土塊の力学的加速モデル

以下では、徐々に移動する斜面土塊の力学的な加速モデルを林・川邊 (1995) や Hayashi & Kawabe (1996) にしたがって述べるが、要は、すべり面での破壊物質と未破壊物質とが関係するアスペリティーモデルである。

6.2.1 駆動力 f と抵抗力 R

図9(a)のような斜面上の土塊が法面カットなどを受けて安全率が1をわずかに下回った状況が発生し、それによつてすべり面が形成された状態を考える。すべり面上の土塊は重力によって駆動力 f を受け、下層の不動基盤ではこれに抵抗する力 R が逆方

向に作用する。この駆動力 f は、その後変化しないものとすと、最経段階を除き、すべりの移動速度は小さく、移動加速度も小さいので、駆動力 f と抵抗力 R とは静的な釣合条件を満たし、次式のように考えることができる。

$$f - R = 0 \quad (7)$$

上式は、グライドの加速モデルにおいて導入された納口他(1986)の仮定である(林・川邊, 1995; Hayashi & Kawabe, 1996)。

6.2.2 抵抗力 R

次に、すべり面について考える。図9(b)の斜線部はすべり面の破壊された物質を示し、斜線のないところは未破壊物質同士の摩擦を表している。しかし、後者の部分においても全く破壊されたものがない訳ではなく、移動している以上わずかな薄い破壊物が含まれていると考えるべきであろう。こう考えると図9(b)は、さらに図9(c)のような平均的に厚さ δ なるすべり層をはさんで上部の斜面土塊が移動しているとみることができる。ここで、 δ なるすべり層の底面には摩擦抵抗力が作用し、その上部のせん断層内にも摩擦に伴う運動量の伝達が行われるものと考えることができる。したがって、この層内は速度勾配をもつことが考えられ、ここでは速度に比例する抵抗を考えることができる。このように考えると、抵抗力 R は、摩擦抵抗力 Rf と粘着力の抵抗力 Rc 、粘性抵抗力 Rv の和であり、次式

$$R = Rf + Rc + Rv \quad (8)$$

で表すことができる。抵抗力 R の各成分は、摩擦係数 μ 、粘着力 c 、粘性係数 η を導入することによって

$$R = \mu W \cos \theta + cA + \eta Av / \delta \quad (9)$$

と表すことができる。ここに、 W : すべり面上の重量、 A : 底面積、 v : 移動速度、 δ : 剪断層の厚さ、 θ : 傾斜角である。土や軟岩の場合、破壊の成長初期には最大摩擦強度と粘着力 c をもつが、すべりが始まると粘着力 c は低下する。取扱いを簡単にするために、 c は初期破壊時のみに値をもつが、すべりの開始時点で $c = 0$ になるものとする。

6.2.3 加速機構

斜面土塊が徐々に動き始めて、土のピーク強度をすぎると土の摩擦抵抗力は低下を始めるので、図9

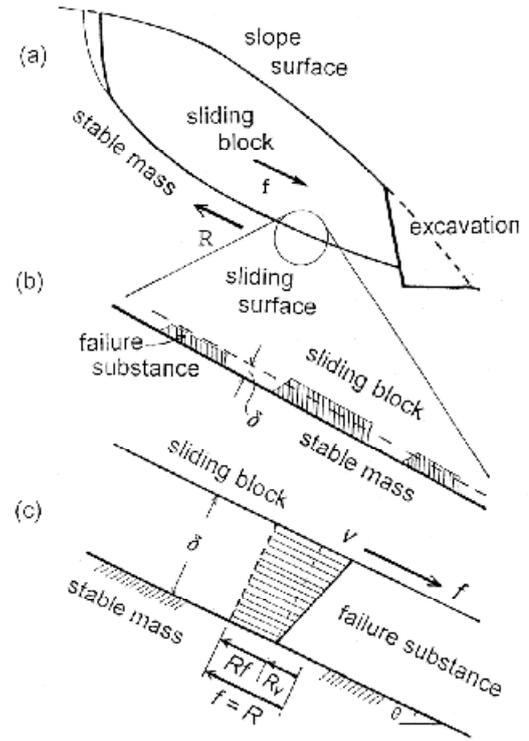


図9 すべり面の模式図
(a)法切りなどによるすべりの発生
(b)すべり面の破壊部と非破壊部
(c)厚さ δ で平均化したすべり層
Fig. 9 Schematic model of sliding surface.
(a)Occurrence of sliding surface
(b)non-failure block and failure block
(c)Average thickness

あるいは(7)式のように駆動力 f は一定であり、それと抵抗力 R が釣合っているので、(9)式の右辺は一定値とならなければならない。斜面土塊が動き始めると(9)式右辺第1項は徐々に低下し、かわりに第3項が増加することになる。このメカニズムは以下のように考える。

摩擦係数 μ の移動量 l に対する変化が剪断層の厚さ δ に逆比例して減少するとし、剪断層 δ の変化が移動量 l に関係するとして次式を仮定する。

$$d\mu/dl = -k/\delta \quad (10)$$

$$d\delta/dl = b\delta \quad (11)$$

ここに、 k は無次元係数であり、 b は $[1/L]$ の次元をもつ係数である。粘性係数 η に関してはここでは変化しないものとする。ここで、駆動力 f は時間的に変化しないとしているので、抵抗力 R も一定であることを考慮すると(9)式を微分して次式を得る。

$$\frac{d\mu}{dt} W \cos \theta - \eta A v \frac{1}{\delta^2} \frac{d\delta}{dt} + \eta A \frac{1}{\delta} \frac{dv}{dt} = 0 \quad (12)$$

一万, 仮定より

$$d\delta/dt = b \delta v \quad (13)$$

$$d\mu/dt = -kv/\delta \quad (14)$$

を得る. 上の(13), (14)式を(12)式に代入すると次式ようになる.

$$\begin{aligned} dv/dt &= ((kW/\eta A) \cos \theta) v + bv^2 \\ &= av + bv^2 \end{aligned} \quad (15)$$

$$a = (kW/\eta A) \cos \theta = (k/\eta) \sigma \quad (16)$$

ここに, σ : 垂直応力である. 上式は, 先に示したしたスライドの基本式(6)式と同形式である.

このモデルからみれば, 破壊一崩壊過程は摩擦抵抗型の抵抗形態から粘性抵抗型の抵抗形態への移行過程とみられる. 安全率を考慮した実際上の破壊一崩壊過程の力学的モデルは, 林・川邊(1995)に記述がある.

7. 結語

ここまで地すべり性崩壊の内部破壊の成長過程から崩壊発生過程までを移動速度 v から検討して来た.

その結果, 従来からあるクリープ曲線の第三次クリープに2つの領域があることが改めて示された. 第三次クリープの最初の領域がモードIであり, 破壊成長領域である. 続いて現れる後半の領域がモードIIの崩壊発生領域であり, これが予測式として有名な斉藤式の成立領域である.

これら2つの領域は, 片対数グラフでモードIが直線となり, モードIIは曲線として表される. このように, 地すべり性崩壊の発生は, 移動速度 v に着目することによってモニタリングが可能であることを幾つかの事例に基づき示した.

第三次クリープの時間 t と移動速度 v の逆数関係式は, モードIとモードIIにおいて

$$1/v = (1/v_0)e^{-at}, \quad 1/v = b(tr - t)$$

である. これらの2つのモードを統合した第三次クリープの加速遷移式は

$$dv/dt = av + bv^2$$

で表される. 右辺第1項がモードIに対応し, 第2項がモードIIに対応する. この加速遷移式は力学的なアスペリティーモデルによって求められる.

地すべり性崩壊の予知予測の原理

予知項目: 場所(素因), 規模(素因・誘因), 時間(誘因)

地すべり性崩壊の予知予測法の展開:

斉藤法('66)ー福園法('82)ー改良法(林,'88)

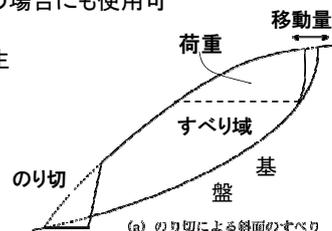
[予測対象]: すべり依存性のある地すべり性崩壊で
無降雨の場合にも使用可

[変状と誘因]: 右図

- ・上部にクラック発生
- ・受働部の法切り
- ・外力(荷重)の作用
- ・降雨・地震

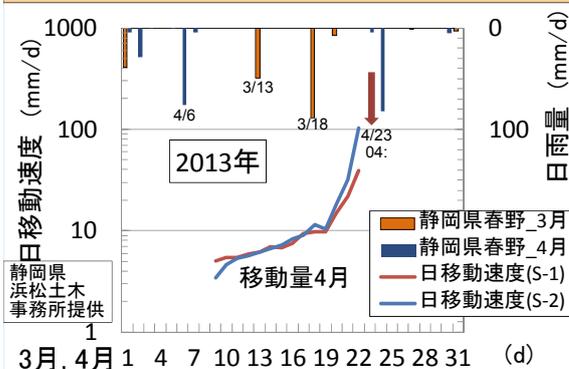
[計測監視]:

- 移動量の観測
- 移動速度に着目



[スライド1]

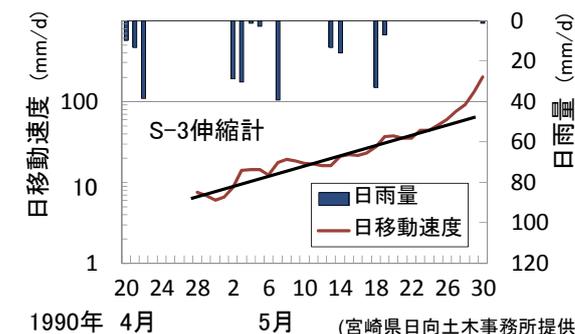
浜松市茶畑_3月, 4月の日雨量と経過



[スライド2]

降雨と移動速度(国道327号)

4月12日: 降雨162mm/d, 4月20日: 斜面上部に亀裂



[スライド3]

参考文献

- 1) 林 拙郎・駒村富士弥・朴甫 源 (1988) : 斜面崩壊発生時期の予測について. 地すべり, **24** (4), 11-18.
- 2) 林 拙郎 (1991) : 移動計測による崩壊発生時期の予測. 地すべり斜面崩壊の予知予測論文集, 地すべり学会関西支部, 1-30.
- 3) 林 拙郎・川邊 洋 (1995) : 斜面崩壊に至るスライドの加速モデル. 地すべり, **32** (2), 10-16.
- 4) Hayashi, s. and Kawabe H. (1996) : A model for acceleration of slide to slope failure, Proceed. 7th Int. Symposium on Landslide (ISL)2, 1237-1241.
- 5) 林 拙郎 (2008) : 保全砂防学入門, 電気書院, 299pp.
- 6) 林 拙郎, 菅沼忠嗣 (2014) : 改良法による大規模崩壊の発生予測法—四万十帯を中心にして—. 第 53 回日本地すべり学会研究発表会講演集.
- 7) 福園輝旗 (1985) : 表面移動速度の逆数を用いた降雨による斜面崩壊発生時刻の予測法. 地すべり, **22** (2), 8-13.
- 8) 納口恭明・山田 穰・五十嵐高志 (1986) : 全層なだれにいたるグライドの加速モデル. 防災センター研報, **38**, 169-180.
- 9) 斉藤迪孝 (1968) : 第 3 次クリープによる斜面崩壊時期の予知. 地すべり, **4** (3), 1-8.
- 10) 諏訪 浩・平野昌繁・奥西一夫 (1991) : 九州四万十帯切り取り斜面の岩盤崩壊過程. 京大防災研年報, **34** (B-1), 139-151.
- 11) 土屋 智 (2013) : 浜松市春野町で発生した大規模崩壊とその要因. 2013 年災害調査報告会配布資料, 地すべり学会.
- 12) 山田剛二・小橋澄治・草野国重 (1971) : 高場山トンネルの地すべりによる崩壊. 地すべり, **8** (1), 11-23.

要 旨

地すべり性崩壊の発生時刻の予測法として斉藤法が知られているが、斉藤法の適用域が第三次クリープの当初からでは無いことをまず指摘した。続いて第三次クリープには2つのモード、つまり前半にモードⅠがあり、最後半にモードⅡがあることを指摘した。モードⅠは破壊成長領域であり、モードⅡは崩壊発生領域である。そして、斉藤法の適用域が第三次クリープのモードⅡであることを2, 3の事例によって確認した。崩壊の発生予測には移動速度 v に着目することが重要であり、確認には、縦軸に移動速度の逆数 $1/v$ を対数でとり、横軸に時間 t をとったグラフを用いた。こうすると、モードⅠは直線で表され、モードⅡは曲線となる。モードⅠは破壊成長領域であり、モードⅡの斉藤領域は崩壊発生領域である。モードⅠからモードⅡへの移行点が臨界速度を意味し、これ以降に至ると崩壊が発生する。このグラフを用いる方法によってモニタリングによる崩壊発生の判別が可能となった。最後に第三次クリープにける加速式として次式が示された。 $dv/dt=av + bv^2$ ここに a, b 係数である。右辺第1項がモードⅠに対応し、第2項がモードⅡに対応している。

キーワード : 変位計測, 移動速度, 第三次クリープ, 破壊モード, 崩壊モード

日本列島における斜面崩壊発生と確率雨量との関係

齋藤 仁^{*1}・内田太郎^{*2}・Korup Oliver^{*3}・松山 洋^{*4}

Landslide Occurrences and Recurrence Intervals of Heavy Rainfalls in Japan

H. Saito ^{*1}, T. Uchida ^{*2}, O. Korup ^{*3}, and H. Matsuyama ^{*4}

^{*1} College of Economics, Kanto Gakuin University, Japan,

hsaito@kanto-gakuin.ac.jp

^{*2} SABO Planning Division, National Institute for Land and Infrastructure Management, Japan

^{*3} Institute of Earth and Environmental Sciences, University of Potsdam, Germany

^{*4} Department of Geography, Tokyo Metropolitan University, Japan

Abstract

Dealing with predicted increases in extreme weather conditions due to climate change requires robust knowledge about controls on rainfall-triggered landslides. A plethora of studies have focused on quantifying the rainfall characteristics which showed that critical rainfalls associated with landslides in a rainy region were higher than those in a little rainfall region in Japan. Climatic conditions affect the frequency of heavy rainfalls and landslide occurrences (Saito *et al.*, 2014). However, few studies have explored systematic links between rainfall characteristics, and landslide size as a metric for gauging geomorphic impact. We explore potential correlations between landslide occurrences, the magnitude-frequency, and return periods of the landslide-triggering rainstorms at the island-arc scale in Japan.

This study analyzed 4,714 rainfall-induced landslides (**Fig. 1**), 1 to 72 h rainfalls of the landslide event, and the return periods for these rainfall parameters. We developed the probable precipitation database with 5 km grid-cell from weather radar data and a dense network of rain gauges operated by the Japan Meteorological Agency (JMA) with a 26-yr time series (1988–2013). We also estimated return periods of landslide-triggering rainstorms for maximum 1 to 72 h, and Soil Water Index using a Gumbel (extreme-value type I) distribution with jackknife fitting (Saito and Matsuyama, 2015, **Fig. 2**). We then analyzed the potential correlation between the landslide magnitude-frequency and the return period of the heavy rainfall. This study tests these relations in the south-western part of Japan (SW Japan) characterized by high warm season precipitation and high landslide density, and in the north-western part of Japan (NE Japan) with low warm season precipitation and low landslide density (**Fig. 1**).

The relationship between landslide occurrences, the magnitude-frequency, and the return periods of the rainfall events has different tendencies in NE Japan and SW Japan. In SW Japan, landslides occurred during the rainfall events with return period of < 100 yr and unrelated to warm season precipitation. In contrast, rainfall totals were more important for triggering landslides in NE Japan. This result indicates that meteorological landslide triggers had a threshold which characterized the response of landslide occurrences to rainfalls, such as hydrological processes on hillslopes. Our results further showed that the return periods of landslide-triggering rainstorms (< 10³ m³) were < 10 yr across Japan. The return period increased with increases in landslide volumes. With regard to the landslides > 10⁵ m³, return periods were > 100 yr. This tendency is modulated by landslide types, and lithology, but supports our results. These results suggest that return periods of heavy rainfalls are important for assessing regional landslide hazard in Japan.

*1 関東学院大学 経済学部

*2 国土交通省 国土技術政策総合研究所 砂防研究室

*3 Institute of Earth and Environmental Sciences, University of Potsdam

*4 首都大学東京 都市環境科学研究科

Key words: Landslide, Heavy rainfall, Recurrence interval, Magnitude-frequency, Radar/Raingauge-Analyzed Precipitation

要 旨

湿潤変動帯に位置する日本列島では、降雨に起因する斜面崩壊が頻繁に発生している。これまでに、斜面崩壊を引き起こす雨量は場所によって異なることが経験的に指摘され、土砂災害警戒情報等に用いられる基準雨量も地域により異なっている。その一方で、地域による降雨の特性と、斜面崩壊を引き起こす雨量との関係を定量的に検討した研究は多くない。

近年、解析雨量(レーダー・アメダス解析雨量, 気象庁)を用いることで、斜面崩壊の発生と雨量との関係を精度良く広域的に解析することが可能となった。特に1988年から運用を開始した解析雨量は、25年以上のデータが蓄積し、水文統計的な解析が可能となってきた(Saito and Matsuyama, 2015)。そこで本研究では、日本列島全域を対象とし、解析雨量を用いて斜面崩壊を引き起こした雨量を計算し、斜面崩壊の規模-頻度、および発生降雨の再現期間(確率雨量)との関係を解析した。対象としたのは、2001年～2011年に降雨に起因して発生した4,714件の斜面崩壊(Fig. 1, Saito *et al.*, 2014)である。本研究では、斜面崩壊が発生した降雨イベントについて最大1～72時間雨量(mm)と土壌雨量指数を計算し、これらの再現期間をGumble分布(ジャックナイフ法)により推定した(Fig. 2)。

その結果、斜面崩壊は、その場所の暖候期降水量にかかわらず、再現期間5年(中央値)～300年(95th percentile)の降雨イベントで発生していた。その中でも規模が103 m³以下の斜面崩壊は、再現期間10年以下の降雨イベントで発生していた。その一方で、斜面崩壊の規模が大きくなると、その降雨の再現期間は増加し、105 m³以上の斜面崩壊が発生した降雨の再現期間は100年以上であった。また、今後より詳細な解析が必要であるが、本研究の結果は、降雨に起因した斜面崩壊の予測と危険度評価において、確率雨量を用いることの有用性を示唆している。

キーワード: 斜面崩壊, 豪雨, 再現期間, 規模-頻度, 解析雨量

謝辞

本研究は、日本学術振興会科学研究費補助金(15K16287, 26282080)、および平成24～28年度首都大学東京高度研究により実施した。

引用文献

- 1) Saito, H., Korup, O., Uchida, T., Hayashi, S., and Oguchi, T. (2014): Rainfall conditions, typhoon frequency, and contemporary landslide erosion in Japan. *Geology* 42, 999-1002.
- 2) Saito, H., and Matsuyama, H. (2015): Probable hourly precipitation and Soil Water Index for 50-yr recurrence interval over the Japanese archipelago. *SOLA (Scientific Online Letters on the Atmosphere)* 11, 118-123.

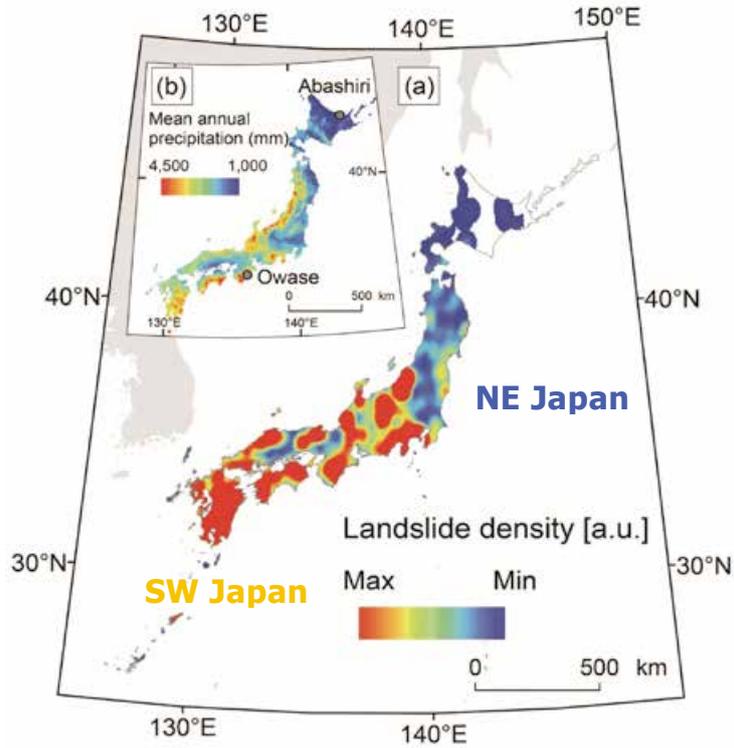


Fig. 1 (a): Normalized rainfall-triggered spatial landslide density weighted by log-transformed landslide volumes calculated from an inventory of 4,714 events, and smoothed by kernel density estimation onto 5×5 km grid; white areas have no data. (b): Mean annual rainfall (mm) (Saito *et al.*, 2014, Geology).

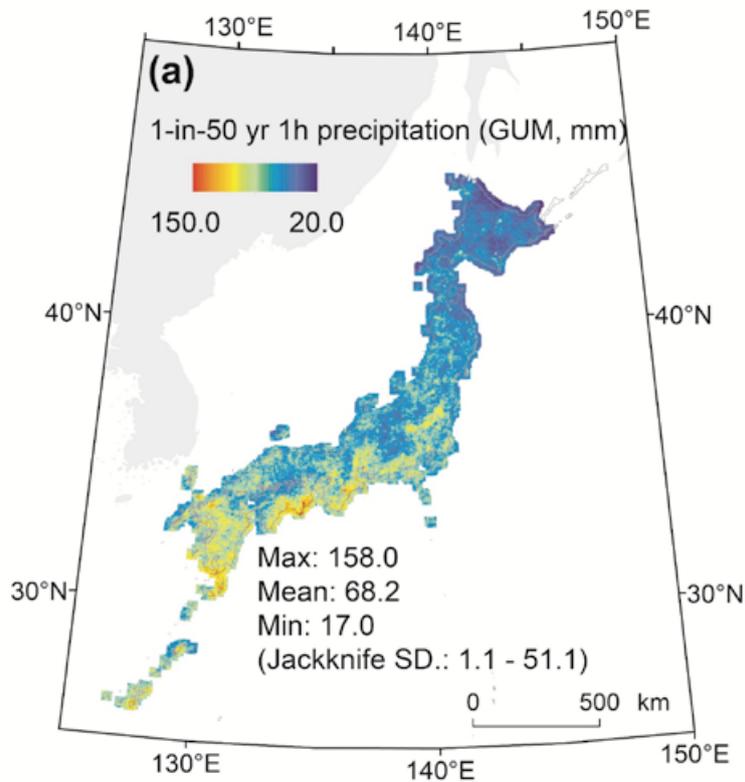


Fig. 2 Probable hourly precipitation (mm h^{-1}) of the 50-yr recurrence interval calculated using a Gumbel (extreme-value type I) distribution with jackknife fitting (Saito and Matsuyama, 2015).

誘因と素因による斜面崩壊発生確率モデル

飯田智之*・山田隆二*

Probability Model of Landslide Risk Calculated with Both Triggering and Resistance factors

Tomoyuki IIDA and Ryuji YAMADA

**Department of Integrated on Disaster Prevention Disaster Risk Research Unit,
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan
iida@bosai.go.jp, ryamada@bosai.go.jp*

Abstract

A probability model of landslide risk evaluated with both triggering and resistance factors is proposed in order to compare spatiotemporally the likeliness of landslide occurrence. Assuming a landslide likeliness is the function of the intensity of triggering factors (such as rainfall or earthquake), we calculate a risk level as the summation of the product of the occurrence probability and the landslide likeliness at an arbitrary intensity of triggering factors. This model enables us to discuss about the landslide risk together with the effects of immunity to rainfall triggering and increase in heavy rain due to climate change. Furthermore, the risks of landslides induced by different triggers can be compared by assessing risk probability with this model. We applied this model to two cases of rainfall-triggered landslides in a rainy region and a less-rainy region. The result shows that the risk level in a rainy region is much higher than that in a less-rainy region, implying that the immunity to landslide against rainfall has a limited effect in a rainy region.

Key words: Landslide, Triggering factor, Resistant factor, Probability, Risk assessment

1. はじめに

どんなに崩壊しやすい素因があっても、それに見合った誘因が作用しなければ崩壊しない。逆にどんなに崩壊しにくい素因であっても、強大な誘因が作用すれば崩壊する。言うまでもなく、斜面崩壊の発生には素因と誘因の兼ね合いが重要である。そして、斜面崩壊の発生しやすさを比較する場合、誘因の発生しやすさと、その誘因が作用した場合の斜面崩壊の発生しやすさを分けて考えることが重要である。言い換えると、素因に無関係な外部(降雨に関しては大気、地震に関しては地下深部)からの作用力と、素因に関係する斜面内部の物性に依存した抵抗力に分けて考えることが重要である。

一方、降雨にしても地震にしても、誘因は確率的に発生する。しかも、その発生しやすさは地域によって大きく異なる。これらを相互に比較するためには、それぞれを確率で定量的に表現する必要がある。大規模な地震といった、発生頻度は小さいものの一旦発生すると甚大な被害をもたらす自然災害に対しては、既にリスクアセスメントの考え方が導入され(藤原ほか, 2009 など)、災害の発生確率や被害額をもとに保険料の算定などが行われている。

本稿では、斜面崩壊の発生しやすさを、地域や地質や地形のグループごとに比較するため、誘因の発生確率(作用力)と誘因に応じた素因ごとの崩壊率(抵抗力)を組み合わせた確率モデルを提案する。

* 国立研究開発法人 防災科学技術研究所 災害リスク研究ユニット

2. 斜面崩壊発生確率モデル

長期的かつ広域的な斜面崩壊の発生しやすさを「崩壊リスク」と呼ぶ。崩壊リスクは、誘因指標を確率変数として、誘因の発生確率とその誘因が作用したときの崩壊率の積の和として表わすことができる。崩壊率としては、単位面積あたりの崩壊面積・崩壊土量・崩壊頻度などが考えられる。斜面崩壊の代表的な誘因としては降雨と地震があるが、ほかに融雪や火山活動も挙げられる。

図1に確率モデルの概念図を示す。曲線Cとx(誘因指標)軸で囲まれた面積に相当する崩壊リスク(C)の値は曲線Aで表した誘因発生確率と曲線Bで表した崩壊率の相対的な位置関係で決まり、曲線AとBの重複部が大きいほど崩壊リスク(C)は大きくなる。崩壊率(B)は個々の河川流域など、特定の地域に対して固有の分布を持つ。そこには上限があり、誘因指標が増大するとともに増加率が減少して上限値に近づく(柏谷ほか, 1976など)が、図1ではその一部となる立ち上がり部分のみを表現していることに注意されたい(4章参照)。崩壊リスク(C)は、例えば降雨による斜面崩壊を想定した場合、1年間に崩壊する面積率の期待値と言い換えることができる。

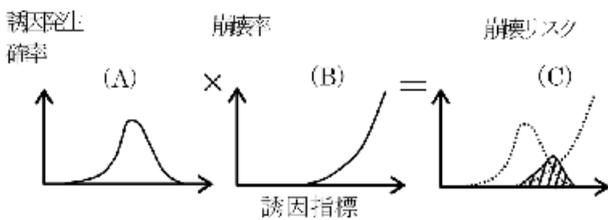


図1 斜面崩壊発生確率モデル概念図

Fig. 1 Conceptual diagram of the probability model for landslide occurrence. (A): probability of a triggering factor, (B): occurrence ratio of landslides, such as area or volume of landslides in a unit area, (C): landslide risk expressed as a statistic expected value.

誘因指標の主な条件は①発生確率が求められること、②崩壊率との相関が良いこと(一般的に、崩壊率(B)は誘因指標の増加関数となる)である。表層崩壊を対象とした降雨の誘因指標としては、24時間雨量といった比較的短時間の指標が考えられる。また深層崩壊を対象とした降雨の誘因指標としては、72時間雨量など比較的長時間の指標が挙げられる。地震の誘因指標としては、最大加速度・最大速度・

計測震度・SI値などが考えられる。その他、融雪の誘因指標としては、春季の積雪量と気温上昇率などを考慮した指標が想定される。

以下、降雨による斜面崩壊に関する諸問題について確率モデルを用いて概念的に説明する。このモデルを導入することにより、免疫性の影響や気候変動に伴う豪雨増加の影響、さらに降雨に対する慣れの影響など、従来は理論的な議論の対象としにくかった現象を定量的に扱うことが可能となる。

3. 確率モデルの概念的適用

① 免疫性の影響

小出(1955)は、降雨により崩壊が多発した地域は、その後同じような降雨でも崩壊しにくくなることを見出し崩壊の免疫性と呼んだ。これは、崩壊多発後には崩壊しやすい斜面が少なくなり、斜面の抵抗力が全体的に増加することを意味する。この場合、図2に示すように誘因の発生確率(A)は変わらず、崩壊率(B)が形を変えながら右にシフトする。その結果、崩壊リスク(C)が減少して崩壊しにくくなる。

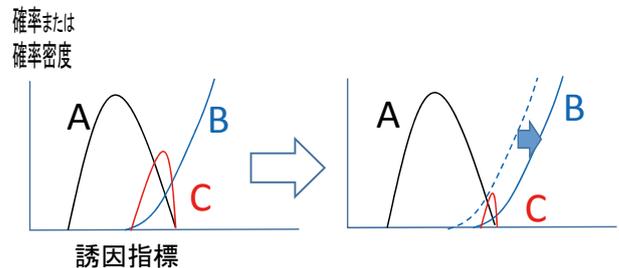


図2 斜面崩壊発生確率モデルによる免疫性の説明
Fig. 2 Conceptual diagram of immunity of landslides. The curve B shifts to right after a landslide occurs.

② 気候変動に伴う豪雨増加の影響

最近、全国各地で降雨量の歴代記録が頻りに繰り返されるようになり、地球規模の気候変動による集中豪雨の増加も指摘されている。この場合は、図3に示すように、崩壊率(B)は変わらず、誘因(降雨)の発生確率(A)が形を変えながら右にシフトすることで表現される。その結果、崩壊リスク(C)は増加して崩壊しやすくなる。

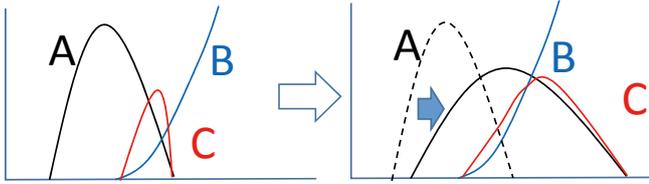


図3 斜面崩壊発生確率モデルによる降雨量増加の影響の概念

Fig. 3 Conceptual diagram of the effect of increase in rainfall on landslide occurrence.

③ 降雨に対する慣れの影響

一般に、多雨地域は非多雨地域と比較して斜面崩壊の限界雨量が大きく、また同程度の豪雨に対しては崩壊数が少ない(難波・秋山, 1970 など。後述の図6参照)。これは「降雨に対する斜面崩壊の慣れ」と呼ばれている。この場合は図4に示すように、降雨の発生確率(A)と崩壊率(B)が多雨地域と非多雨地域でそれぞれ特徴的な曲線になる。これだけではどちらの崩壊リスク(C)が大きいのか不明であるが、これについては4章で議論する。



図4 斜面崩壊発生確率モデルによる非多雨地域と多雨地域における比較

Fig. 4 Comparison of the probability models in a less-rainy region (left) and a rainy region (right).

4. 降雨による表層崩壊を対象とした計算事例

大村(1982)は、全国各地で発生した豪雨型山崩れについて、総降雨量と崩壊面積率の関係の分析を行った。多雨地域と非多雨地域におけるその一部の事例を用いて斜面崩壊確率モデルの試算を行い比較する。以下に計算条件を示す。

計算条件

- 誘因指標：24時間雨量

ここでは降雨の誘因指標として24時間雨量を用いる。この指標は日雨量とともに表層崩壊の広域的な降雨指標としてよく用いられる。

- 分析対象災害：大村(1982)の分析事例の中から総雨量の降雨継続時間が概ね24時間程度である

以下の2災害事例を選んだ。

[多雨地域]：高知県仁淀川地域の1975年8月災害

[非多雨地域]：山形県北部地域の1975年8月災害

それぞれの降雨の詳細については、柏谷ほか(1976)と寺島ほか(1975)を参照した。

- 降雨量の発生確率(A)：24時間確率雨量

分析対象災害地に比較的近い高知県の高知と山形県の金山におけるアメダス年最大24時間雨量(土木研究所, 2001)を対数正規分布で近似して求めた。

- 崩壊率(B)：災害時雨量と崩壊面積率の関係

ここでは崩壊率として崩壊面積率を採用する。分析対象災害地域における雨量と崩壊面積率の関係(大村, 1982)を図5に示す。多雨地域と非多雨地域における最大日雨量と崩壊面積率の関係の例として示した図6には、降雨に対する慣れの特徴(3.③参照)がよく現れている。崩壊率分布は、図1の曲線Bに該当する部分を、大村の実測値の分布形状に近い2次関数をあてはめて近似した。崩壊率を2次関数近似すると、実測値が存在する近似範囲(山形の350mm以下、高知の700mm以下)を越える部分で加速度的に増加してしまい、2章で論じたように誘因指標が増大するとともに増加率が減少して上限値に近づくことに反する。しかし、降雨指数たる24時間雨量がその範囲外にまで増大すると降雨量の発生確率が非常に小さくなるため、降雨指数と崩壊率の積は無視できるほど小さくなる。従って、近似範囲外での近似崩壊率の分布形状は事実上、崩壊リスク(C)の算出に問題を生じない。

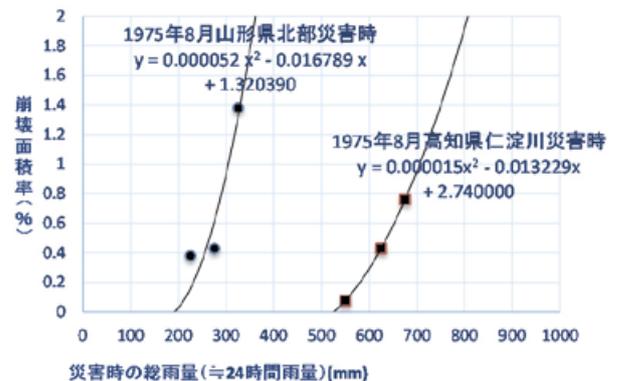


図5 多雨地域と非多雨地域における災害時雨量と崩壊面積率の関係(大村, 1982の総雨量を24時間雨量と読み換えて作成)

Fig. 5 Total rainfall (24 hours rainfall in this case) versus landslide area ratio in a less-rainy region (left) and a rainy region (right) (modified after Ohmura, 1982).

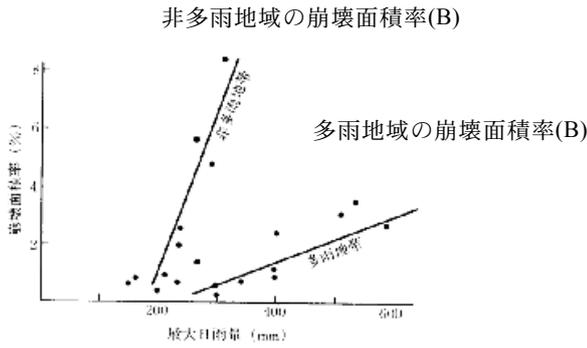


図 6 多雨地域と非多雨地域における最大日雨量と崩壊面積率の関係(難波・秋谷, 1970)
 Fig. 6 Comparison of the maximum daily rainfall versus landslide area ratio in less-rainy regions (left) and rainy regions (right).

- 崩壊リスク (C) : 誘因指標の 24 時間雨量の発生確率 (A) と崩壊率 (B) の 1 mm ごとの積の和として算出した。

計算結果

両地点における計算結果を図 7.1 と図 7.2 に示す。横軸は誘因指標として年最大 24 時間雨量または災害時 24 時間雨量 (mm), 左の縦軸は誘因の発生確率 (A) として 24 時間雨量と崩壊リスク (C), 右の縦軸は崩壊率 (B) としての崩壊面積率をそれぞれ表す。

崩壊リスク (C) は, 山形の 6.4×10^{-5} と比べて高知は 8.2×10^{-4} と大きく, 両者には 10 倍以上の差が認められる。これは, 高知は雨慣れにより同じ雨量に対する崩壊面積率は山形より小さいにもかかわらず, それを補って余りあるほど豪雨の発生確率が大きいと解釈できる。これにより多雨地域での降雨に対する慣れには限度があることが示唆される。また, 崩壊リスク (C) は 1 年間に崩壊する面積率の期待値と読み替えることができるため, 高知の値 ($\sim 10^{-3}$) は, 約 1000 年で面積崩壊率が 100%, すなわち仁淀川流域の全斜面が崩壊すると解釈することも可能である。

ここまでで, 多雨地域と非多雨地域の事例を比較した。次に, 全国の崩壊密度分布との対比を行うために, Saito *et al.* (2014) による全国崩壊密度分布の計算例を図 8 に示す。この図は, 国土交通省により収集された 2001 年～2011 年の降雨による斜面崩壊 (表層崩壊・土石流・深層崩壊など) について, 崩壊

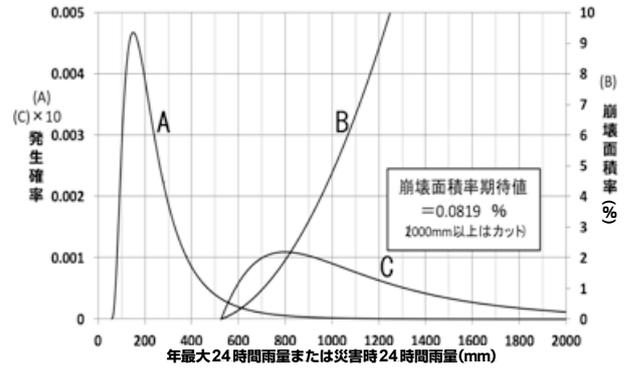


図 7.1 多雨地域(高知県仁淀川)の計算結果
 Fig. 7.1 24 hours rainfall probability (A), landslide area ratio (B) and landslide risk (C) in a rainy region of Kochi.

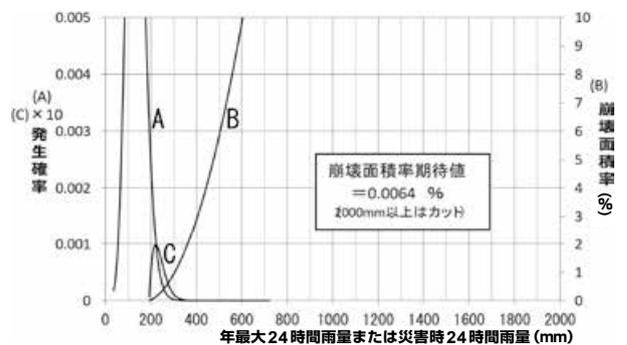


図 7.2 非多雨地域(山形県北部)の計算結果
 Fig. 7.2 24 hours rainfall probability (A), landslide area ratio (B) and landslide risk (C) in a less-rainy region of Yamagata.

の規模で重みづけして算出された崩壊密度分布を示している。誘因(降雨)と素因の両効果を反映した長期的かつ広域的な土砂災害リスクを示すと言える。図 8 を全国の確率雨量分布(図 9)と比較すると, 崩壊密度は多雨地域の西南日本で大きく非多雨地域の東北日本で小さい事が分かる。中部地方の北部や山陰地方などの非多雨地域でも崩壊密度が高いが, これは降雨よりもむしろ地質や地形などの素因の脆弱性を反映している可能性がある。

先に示した, 多雨地域と非多雨地域における確率モデルの比較計算は表層崩壊のみを対象としたもので, しかもそれぞれ 1 回の崩壊イベントによる災害時雨量と崩壊面積率の関係式によって地域の崩壊率 (B) を代表させたものである。また, 図 8 は崩壊規模で重みづけしているため, 特に西南日本南部では, 2000 年以降に多発した深層崩壊の影響が大きい。したがって, 斜面崩壊発生確率モデルによる崩壊リスクの算出結果をそのまま図 8 と比較することはでき

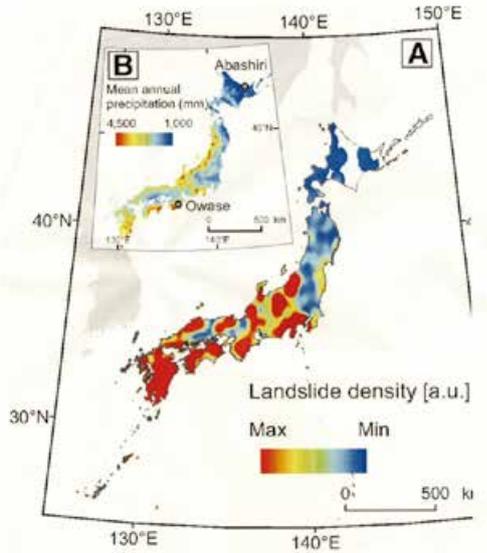


図8 全国の土砂災害密度分布図(Saito *et al.*, 2014)
 Fig. 8 Map of landslide density (shallow landslide, deep seated landslide and debris flow due to rainfall, Saito *et al.*, 2014).

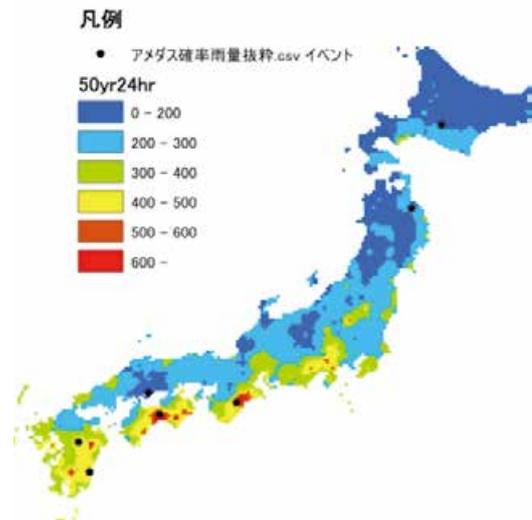


図9 確率雨量分布の例(再現期間50年の24時間雨量、土木研究所、2001によるアメダス確率雨量図化)
 Fig. 9 A map of probability rainfall (annual maximum 24 hours rainfall for 50 years return period based on Amedas probability rainfall after Public Works Research Institute and ICHARM).

ないが、少なくとも多雨地域の崩壊リスク(C)の値が非多雨地域の値よりも圧倒的に大きいことは図8と調和的である。従来、地形学の分野では侵食現象を transport-limited と weathering-limited に大別していた(Kirkby, 1971)。ここでの議論に当てはめると、前者は潜在的な崩壊可能物質(土砂や風化層)が多量にあり、運搬力(降雨量)に比例して崩壊が発生するのに対して、後者は崩壊が進んで潜在的な崩壊可能物質が少なくなり、崩壊は風化速度に規制されるとなる。先に示した「降雨に対する斜面崩壊の慣れ」は後者を反映するが、慣れには限度があることが示唆される。同時に、これまで非多雨地域とされていた北海道や東北地方でも気象庁などにより気候変動に伴って降雨量の増加が予測されているので、今後多雨地域のような斜面崩壊が増加することが懸念される。

5. おわりに

以上のように、崩壊要因を誘因と素因に分離することで、長期的かつ広域的な斜面崩壊の発生しやすさに関する議論が明確になる。また、斜面崩壊の発生しやすさを確率で定量化することで、異なる誘因による崩壊をより客観的に比較できる。さらに、誘因が降雨や地震と異なる場合でも、発生確率という同じ指標によって同列に比較することが可能となる。

ただし、本稿は誘因と素因の両方を考慮した斜面崩壊確率モデルを提示することを主目的として論じたものであり、試算を行う際のいくつかの仮定や近似法に関する検討は不十分である。今後は、降雨による斜面崩壊に対するモデルの適用事例を増やして地域ごとのハザードマップへ反映できるよう実用化を目指す。同時に、地震や融雪といった降雨以外の誘因による斜面崩壊についても、このモデル適用の可能性を検討する。

引用・参考文献

- 1) 藤原広行・河合伸一・青井 真・森川信之・先名重樹・工藤暢章・大井昌弘・はお憲生・若松加寿江・石川 裕・奥村俊彦・石井 透・松島信一・早川 讓・遠山信彦・成田 章(2009):「全国地震動予測地図」作成手法の検討:防災科学技術研究所研究資料, 第336号.
- 2) 小出 博(1955):「山崩れ一応用地質Ⅱー」, 古今書院, p.20.
- 3) 難波宣士・秋山孝一(1970):「治山調査法」, 千代田出版.
- 4) 大村 寛(1982): 豪雨による山地崩壊面積の推定に関する基礎的研究, 静岡大学農学部演習林報告, 第7号, 1-38.

- 5) 柏谷健二・平野昌繁・横山康二・奥田節夫(1976): 山腹崩壊と地形特性に関して－昭和50年5号台風による高知県下の山腹崩壊を対象として－. 京大防災研年報, 第19号B-1, 371-383. <http://www.pwri.go.jp/jpn/results/offer/amedas/top.htm>(最終閲覧日2014年10月12日)
- 6) 寺島治男・東浦将夫・阿部 修(1975): 2. 山形県北部の集中豪雨災害, 「昭和50年8月6日青森県岩木町百沢地区および山形県北部に発生した集中豪雨災害現地調査報告」, 国立防災科学技術センター主要災害調査 第8号, 21-44.
- 7) 土木研究所水災害・リスクマネジメント国際センター(2001): アメダス確率雨量計算プログラム:
- 8) Saito H., Korup, O. Uchida T., Hayashi S., and Oguchi T.(2014): Rainfall conditions, typhoon frequency, and contemporary landslide erosion in Japan, *Geology*, vol.42, no.11, 999-1002.
- 9) Kirkby, M. J.(1971): Hillslope process-response models based on the continuity equations. *Inst. Brit. Geogr., Spec. Publ., No.3; (Slopes; form and process)*, 15-30.

要 旨

斜面崩壊の発生しやすさを広域的・長期的に比較検討するため、崩壊リスクという新たな指標を導入した確率モデルを提案した。素因グループごとの崩壊率を誘因指標の関数と考え、誘因指標の発生確率と崩壊率の積の和として崩壊リスクを表す。このモデルにより、免疫性の影響や気候変動に伴う豪雨増加の影響、さらに降雨に対する慣れの影響などを定量的に議論することが可能になる。また、崩壊リスクを確率で表現することによって、降雨や地震といった異なる誘因による斜面崩壊の比較も可能になる。試みに多雨地域と非多雨地域における事例計算を行った結果、多雨地域の崩壊リスクは非多雨地域よりもはるかに大きいことがわかった。これにより、多雨地域での降雨に対する慣れには限度があることも示唆された。

土砂移動分布図を利用した土石流発生流域の推定に関する一研究

若月 強*・佐藤昌人*・猪股泰広*・竹田尚史*

A Study on Estimation of Debris-flow Prone Basins using Distribution Maps of Slope Movements

Tsuyoshi WAKATSUKI, Masato SATO, Yasuhiro INOMATA, and Naofumi TAKEDA

* Storm, Flood, and Landslide Research Unit., Observation and Prediction Research Division,
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan
waka@bosai.go.jp

1. 研究の背景と目的

我が国では毎年のように豪雨を誘因とする土石流によって多くの人命や財産が犠牲となっており、土石流の発生場所や発生時刻、流下範囲等の予測が強く求められている。現在行政で使用されている土砂災害警戒区域や土砂災害警戒情報には、克服すべき課題がいくつか挙げられる。土砂災害警戒区域については、危険度によりランク分けされていないことが課題である。例えば、地質によって斜面変動の起こりやすさは大きく異なるにも関わらず、その影響はほとんど考慮されていない。土砂災害警戒情報に関しては、災害事例が少ない地域ではCLの設定がかなり困難であるという欠点が存在する。

このような問題の解決策の1つとして、素因や誘因の異なる様々な災害事例を比較することで、過去の斜面変動を素因(地質や地形)や誘因(降雨や地震)ごとに定量的に整理して、それぞれの素因や誘因が組み合わさった場合の斜面変動の発生確率を評価することが挙げられる。一方、空中写真判読に基づいて斜面変動の発生場所や土砂の移動範囲を示した地図(土砂移動分布図と呼ぶ)は、過去の斜面変動の解析をするためには必要不可欠な資料である。しかし、このような分布図が作成されているのは過去の主要な災害に限られており、その一部や要約したものが論文や報告書で紹介されることはあっても、原本は公開されていないことが多い。また、分布図の作成

範囲が狭い場合や、既に紛失している場合もあるなど、研究者が容易に利用できる分布図は意外と少ない。

以上の問題を解決する端緒として、本報では7つの災害において土砂移動分布図を作成して、数値標高モデル(DEM)を使用して山地小流域の地形計測を行った。そして、地質ごとに流域出口に土石流が到達する地形的閾値(土石流到達閾値と呼ぶ)や土石流到達率を明らかにした。また、5事例が得られた花崗岩地域に関しては地形的閾値と雨量指標値との関係を検討した。なお、本報で対象とする土石流の源頭部には表層崩壊が存在している場合が多く、表層崩壊を端緒とした崩土流動化型か(規模の小さな)天然ダム決壊型の土石流が発生したケースが多い。

2. 調査方法

対象とする災害は、2014年の広島市災害(地質は花崗岩、変成岩・堆積岩)、2014年の岩国市災害(花崗岩)、2014年の南木曾町災害(花崗岩)、2011年の那智勝浦町災害(花崗斑岩)、2009年の防府市災害(花崗岩、花崗閃緑岩)、1977年の高萩市災害(花崗岩)、1972年の山北町災害(トータル岩、火砕岩・溶岩)である。それぞれの災害について、空中写真判読により斜面崩壊や土石流(土砂流も含む)による土砂移動範囲を抽出した図(土砂移動分布図)を作成した。移動範囲は崩壊・土石流の源頭部、流送部、堆積部

* 国立研究開発法人 防災科学技術研究所 観測・予測研究領域 水・土砂防災研究ユニット

を全て含まれている。ただし、広島市災害に関しては、地理院地図の空中写真とその判読図を使用した。

山地小流域は、面積が約 0.001 km² (100 m²) から約 5 km² までの小流域を地質ごとに、流域出口が生活の場である道路・住宅地・農地に面するように設定した。流域地形量としては流域面積と起伏比を計測した。

流域面積と起伏比を 2 軸においた図において、流域出口に土石流が到達した流域がプロットされる下限を示す地形的な閾値を表す直線を、土石流到達閾値と呼び、流域面積 A (m²) と起伏比 R を用いた以下の式で表すことにする(若月・石澤, 2010)。

$$\log_{10}R = a \times \log_{10}A + b$$

ここで、a と b は係数である。

3. 調査結果及びまとめ

結果は以下のようにまとめられる。

- (1) 土石流到達閾値は、地質や降雨により大きく異なる。また、流域面積が増加すると土石流が流域外まで到達する確率が高くなる。
- (2) 花崗岩地域においては、土石流到達閾値の大きさを表す b 値は雨量と相関があり、雨量が増加するほど b 値が小さくなり、多流域で土石流災害が発生する可能性が生じる。
- (3) 降雨量が同じ場合には、堆積岩や火砕岩など花崗岩以外の 4 地域の b 値は花崗岩地域よりも大きくなる。すなわち、土石流が流域出口まで到達しにくい。

参考文献

- 1) 若月 強・石澤岳昂(2010)：花崗岩山地における土石流発生流域の地形的特徴－2009年7月防府市・山口市豪雨災害の事例－，地形，Vol.31，pp.423-436.

スライド抜粋

**土砂移動分布図を利用した
土石流発生流域の推定に関する一研究**
若月 強
防災科学技術研究所 水・土砂防災研究ユニット

本発表では、土砂流を含めて土石流と呼ぶ。 2014/8/20 広島土石流災害

内容

1. 土砂災害警戒区域や土砂災害警戒情報の課題
2. 広域危険度評価図の方向性
3. 調査方法
 - ・流域形状と土砂移動分布図
4. 調査結果
 - ・土石流到達閾値、土石流到達率
 - ・雨量との関係(花崗岩地域)
5. 土石流危険度評価図の構想案



(国土地理院撮影)

斜面崩壊と土石流

表層崩壊が土石流化して、甚大な災害を引き起こす



表層崩壊

土石流

土石流

人家

(2009年7月防府市豪雨災害) アジア航測撮影

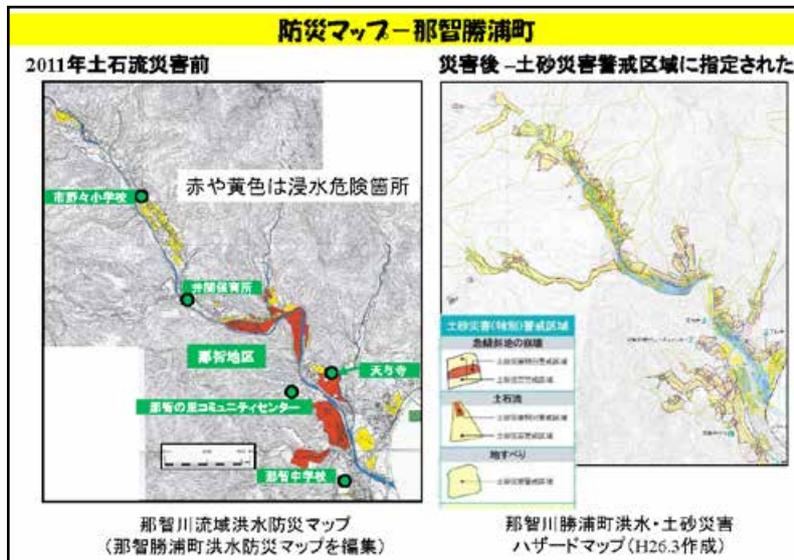
土砂災害警戒区域や土砂災害警戒情報の克服すべき課題

土砂災害警戒区域－災害の場所
概要: 土石流の場合は、「土石流の恐れのある溪流において土地の勾配が2°以上の区域」が対象となるなど、地形量が区域設定基準の1つとして用いられている。

1. 警戒区域に指定されていない場所でも、多く災害が発生している。
→ 指定の遅れ、指定基準が正しいのか
2. 危険度によりランク分けされていない。
地質・地形等によって斜面変動の起こりやすさは大きく異なるにも関わらず、その影響はほとんど考慮されていない。

土砂災害警戒情報－災害の時刻・雨量
概要: 土壌雨量指数などの長期雨量指標と1時間雨量などの短期雨量指標との2つの雨量指標を用い、過去の災害事例を踏まえて、土砂災害の危険度が高い領域と低い領域に分離して、その境界を土砂災害発生危険基準線(通称、CL)と設定する。

1. 災害事例が少ない地域ではCLの設定がかなり困難である。



那智勝浦町災害の雨量

1時間、6時間、24時間積算雨量
(括弧内は降雨の再現年(yrs))

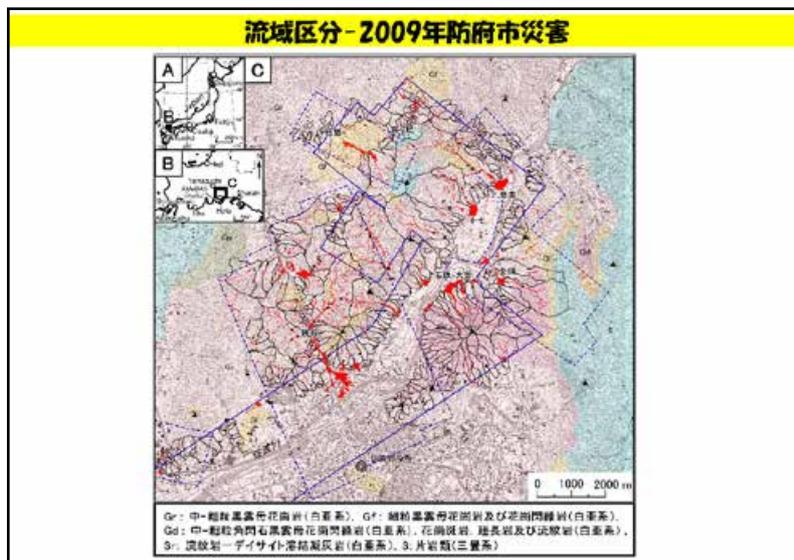
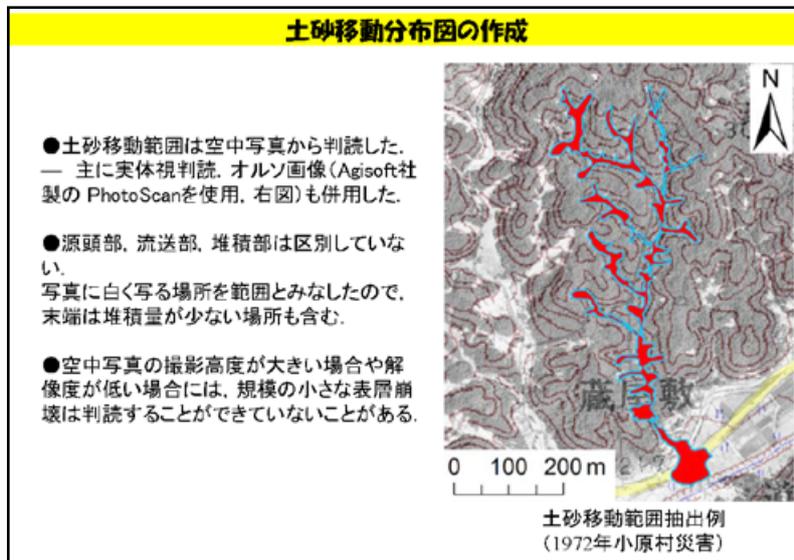
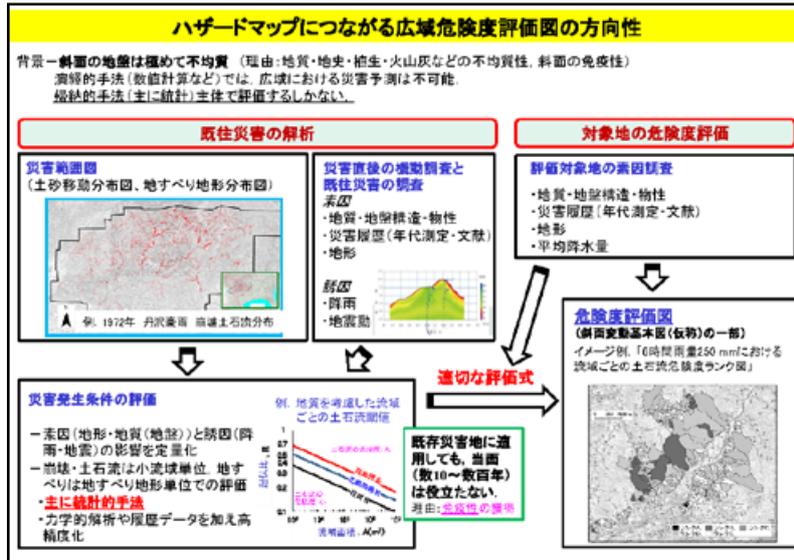
	花崗斑岩		花崗岩	
	那智	尾鷲	小原	防府
Rainagec	granite porphyry		granite	granite
Date of dsaster	2011.9		1972.7	2009.7
Lithology	granite porphyry		granite	granite
1時間	(mm) 124 (yrs) (106)	(mm) 132 (yrs) (150)	(mm) 77 (yrs) (233)	(mm) 71 (yrs) (23)
6時間	(mm) 370 (yrs) (331)	(mm) 357 (yrs) (240)	(mm) 238 (yrs) (407)	(mm) 220 (yrs) (157)
24時間	(mm) 623 (yrs) (8562)	(mm) 595 (yrs) (4587)	(mm) 277 (yrs) (104)	(mm) 229 (yrs) (24)

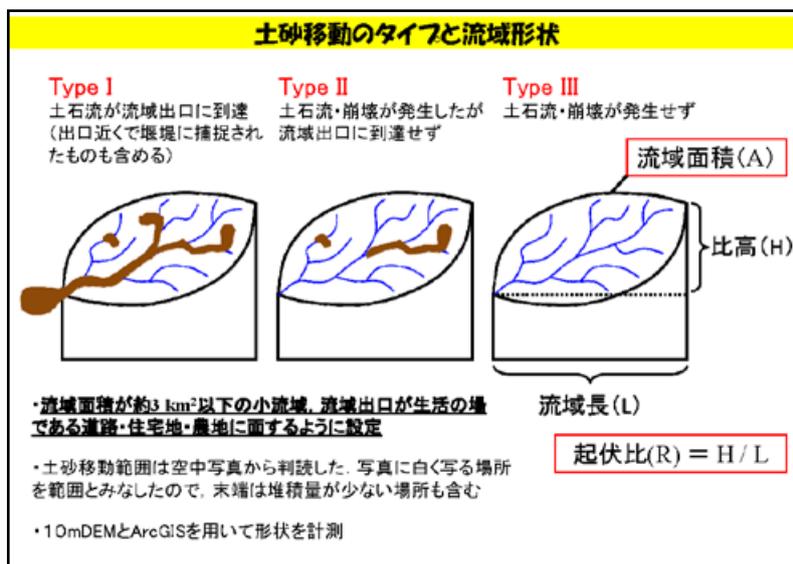
昭和46年(1971年)三重県南部集中豪雨災害(尾鷲災害) - 三重県尾鷲市の死者26名 - 表層崩壊・土石流が多発

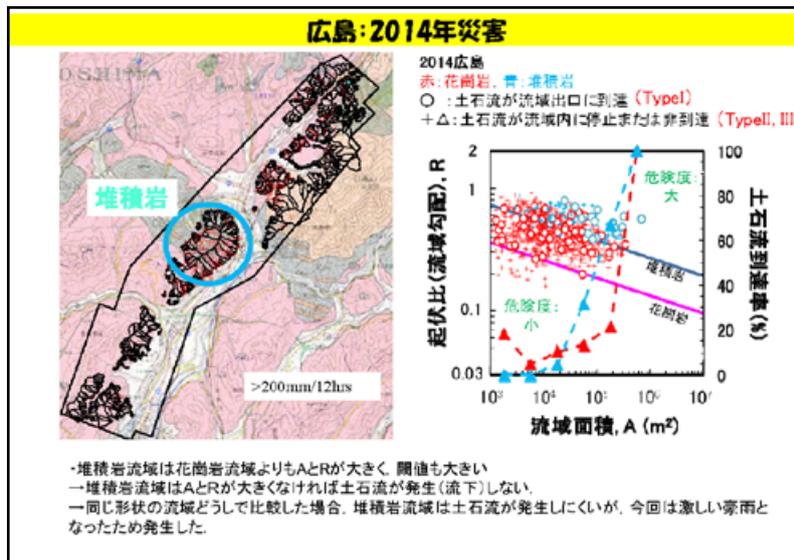
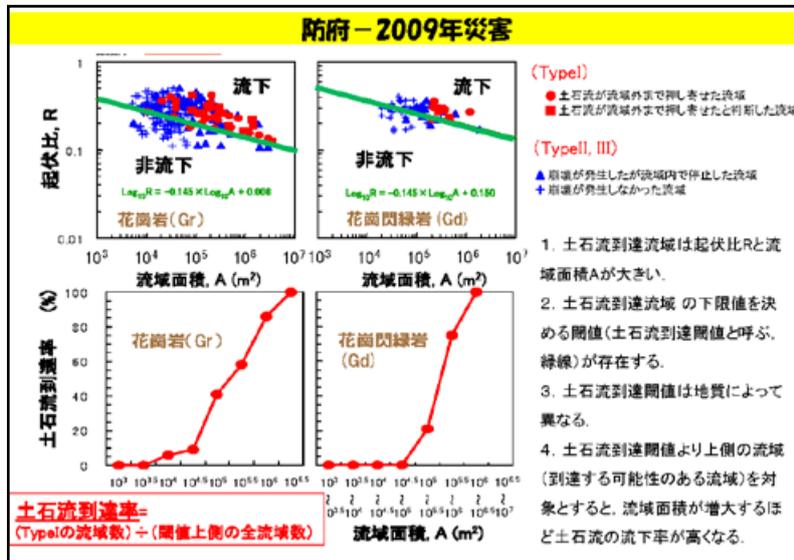
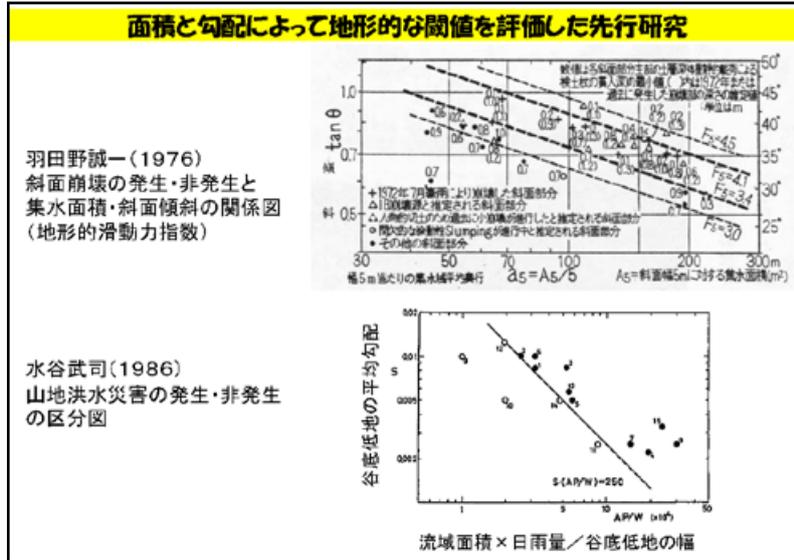
尾鷲 ← 那智

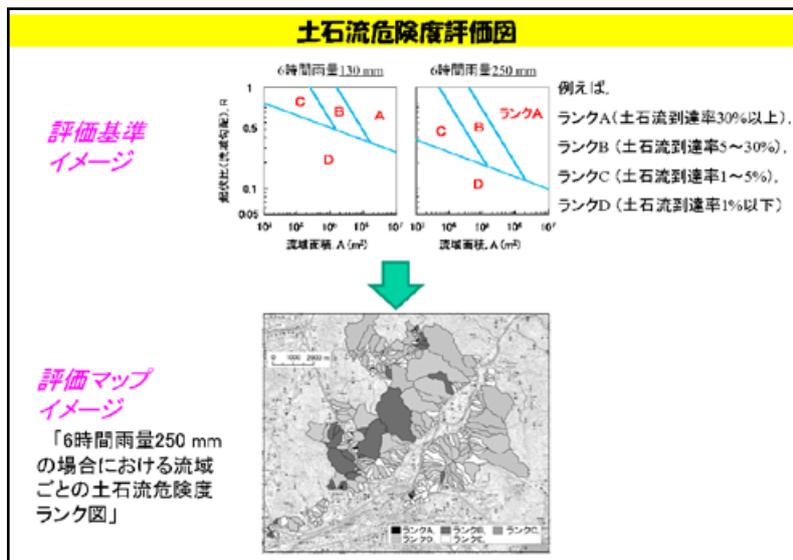
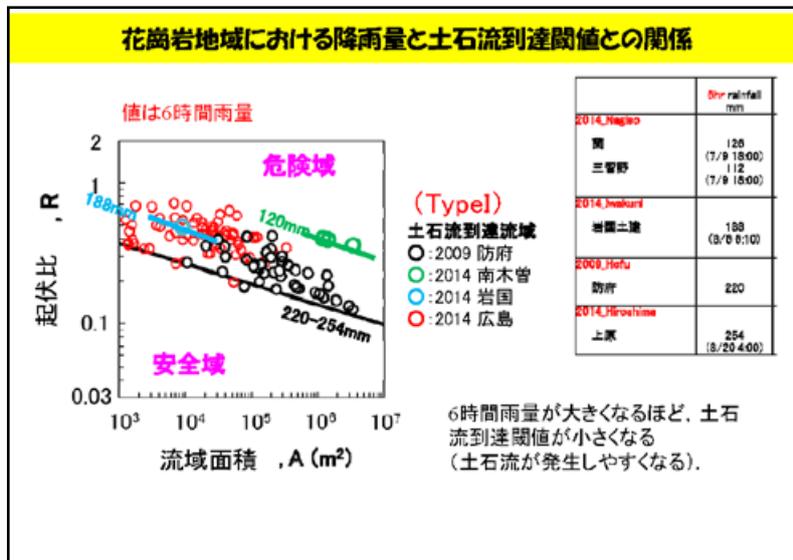
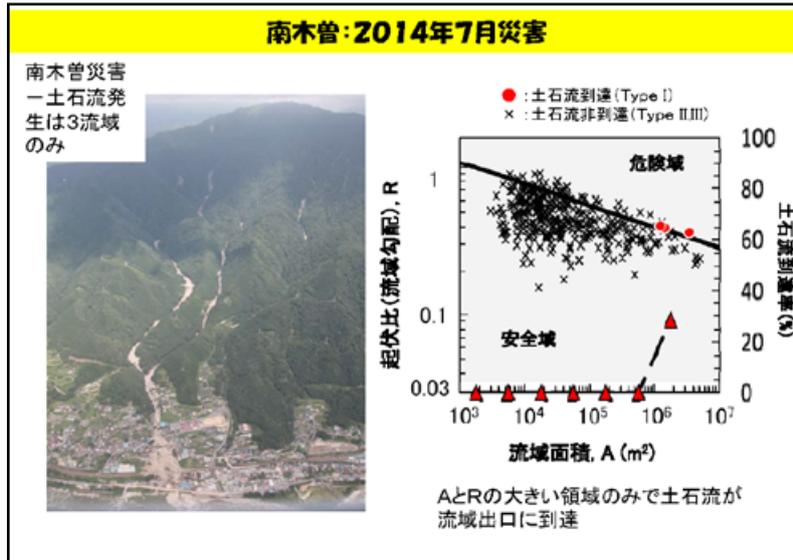
・花崗斑岩地域において甚大な土砂災害を引き起こす降雨条件は、1時間雨量100 mm、6時間雨量350 mm、24時間雨量650 mm程度(国内各地で災害を頻発させる花崗岩よりもかなり多い雨量)

・尾鷲災害を参考にすれば本災害も予測できたのでは？









まとめ

流域地形の解析によって以下が明らかになった。

1. 土石流が流域外まで到達する流域の下限値を決める閾値(土石流到達閾値)が存在する
2. 流域面積が増加すると土石流が流域外まで到達する確率が高くなる
3. 土石流到達閾値は地質ごとに異なり、降雨量によって変化する可能性があることが示唆された

これらのデータを増やしていくことで、降雨と地形・地質を考慮した流域単位での土石流危険度の確率評価がある程度可能になると考えている。

予測の精度を高めるためには、様々な要因を考慮していくことが必要だが、植生や溪床土砂量は優先して検討されるべき課題であると考えられる。
災害履歴(免疫性)の影響についても検討が必要である。

ただし、1災害における土石流の発生件数は、多くても数10件しかなく、また我々が認識できていないような場の不均質性があることを考えると、パラメータ(要因)を増やしても統計的に有意な結果が得られない可能性がある。

ご清聴ありがとうございました

地すべり地形分布図

—その展望と課題—

大八木規夫*

Landslide Maps

— An overview and subjects —

Norio Oyagi

**Disaster Risk Research Unit, Department of Integrated Research on Disaster Prevention,
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan*

Abstract

Covering by the landslide maps, 1:50,000 in scale, since 1982 was finished by the last year throughout the Japanese islands. Discussions are given for the four cases of landslide disasters to be more and less related to the landslide maps, and also shown factors concerning to occurrence of landslides. From this consideration following two subjects are presented. 1) For wide regions, reformation of the landslide maps as four-dimensional ones through combining isotope dating, tephra chronology, and topographical surface mapping. 2) For narrow areas, cooperation with inhabitants and landslide professionals on the state of the slopes and/or valleys/streams close to the areas.

Key words: Landslide maps, Slope disasters, Four dimension, Large landslides, Small slides

1. はじめに

「木を見て森を見ず」という言葉がある。目の前の現場で起きた法面崩壊の対策に追われる為に、その背後の大規模な地すべり変動斜面に気付かず、大きな被害を招くことがある。我々は斜面災害・減災を対象にして「木だけでなく、森だけでなく、山全体を、地域全体を、日本列島全体を、地球上の全体をも見る必要がある。さらに、長い過去から現在、そして遠い将来に対しても洞察する透視力を持ちたい」と思う。「地すべり地形分布図」の作成はこの考えの一端として開始されたものである。幸い多くの方々の御努力の結果、日本列島全体をカバーできたことをこの「分布図」発案者の1人としてこの場を借りて感謝申し上げる。とくに羽田野誠一氏は「北松地域大規模地すべり地形分布図」(羽田野ほか1973)を作成

された。これは国土地理院、地質調査所(現産業総合技術研究所)、土木研究所、農業土木試験場(現農業工学研究所)、気象研究所、および、国立防災科学技術センター(現防災科学技術研究所)による「北松型地すべりの発生機構および予知に関する研究」の一環として作成されたものであり、「地すべり地形分布図」のプロトタイプとなったものである。また、清水文健氏は日本列島の大部分を精力的に空中写真判読された。

ところで、時代の変化とともに土地利用の多面化に加え、研究や現場実務の多様化が飛躍的に進展してきたにも関わらず、「地すべり地形分布図」が広く活用されていることは大変有難いことである。しかしながら、現実の斜面問題はこの「地すべり地形分布図」の様式のみではカバーしきれない問題も多い。

* 国立研究開発法人 防災科学技術研究所 社会防災システム研究領域 災害リスク研究ユニット

これまでの様々な経緯と問題点については別の機会に詳論する予定であることから、この場では今後の課題を中心に述べることにしたい。

2. 斜面災害に関わる要素と事例

地すべり地形分布図に関する今後の課題として次の2つのトレンドが考えられる。Ⅰ) 広域から地域へ、身近な問題へ、および、Ⅱ) 地域から広域へ、である。研究会では時間の関係でⅠ) についてのみ議論した。ところで、「広域から地域へ」と絞り込む視点で地すべり地形、あるいは広く斜面災害に関わる要素を考えると、それらは次のように多岐にわたるであろう。

- 地形的位置 / 地質帯・体 / 地質構造的な位置 (G)
- 変動の範囲 / 影響範囲 (A)
- 時間 / 発生年代・時刻 / 運動時間・存在期間 (T)
- 斜面変動の種類・タイプ (C)
- 規模 (M) と速度 (V)
- 長期的要因 / 素因 (Fl) と直前誘因“トリガー” (Ft)
- 予知・予測の可能性 (P)
- 被害・被災状況 (H)
- 土地利用の変化 / 住宅など都市域の拡大 (Lu)
- 地域住民の関心・意識 (Ri)
- ハザードマップへの発展 (Hm)
- 広報 / 普及活動 (I)
- 改善・改良 (R)

これらの各項目は、それぞれ独立的に見えるが、相互に関連しているため、かならずしも単純に区分できない内容を含んでいる。例えば、地質帯・体と / 地質構造 (G) および斜面変動の種類・タイプ (C)、さらには、規模 (M) と速度 (V) とは密接な関係がある。事例として東北地方の更新世カルデラ火山体における地すべり2例、および中国地方の花崗岩地域での土砂災害2例を示す。

1) : 1997年5月11日 (T) に発生した秋田県澄川地すべり

この地すべりは秋田焼山によって覆われていた先秋田焼山カルデラの周辺部 (G) における熱水変質帯 (Fl) に一部が雪解けによる水蒸気圧の上昇 (Ft) によって発生した地すべりであり、大規模 (M) な回転すべり (C) と高速 (V) の流動 (C) を起こして長距離・広範囲を被災させた (A)。地すべり発生域には温泉

旅館が立地 (Lu) していたが、旅館のオーナーが前兆を認知し (P)、宿泊客と従業員を事前に避難させて (Ri) ことなきを得た。したがって、この地すべりは少なくとも10項目に関連している。なお、これは地すべり地形分布図に図示されていた地すべり地形の中で発生したものであり、過去の地すべりの部分的再活動 (P) である (清水ほか, 1984; 大八木・池田, 1998; 井口, 1998)。

2) : 2008年6月24日に発生した (T) 荒砥沢地すべり

この地すべりは岩手・宮城県境地震 (Ft) によって、栗駒カルデラの湖成堆積層中 (G) で発生したものである。規模は $7 \times 10^7 \text{m}^3$ で1945年以降では最大である (M)。住民の観察 (Ri) によると地すべり移動体は秒速数 m で滑動し (V)、後の調査の結果、並進性のスプレッドタイプ (C) の変動であった (横山・脇田, 2010; 大八木ほか, 2010)。地すべりの下端部と南側下部がダム湖に押し込んで、津波が発生したが、湖面水位が低かったためフィルダムは越流 (最悪の場合は破壊) を免れた (A, H)。この地すべりは少なくとも8項目に関連しているといえる。また、この地すべり発生域は地すべり地形分布図に示されていた隣接する3個の地すべり地形 (G) にまたがって再活動 (P) したものであった (清水ほか, 1982; 大八木ほか, 2010)。

上の2例は東北地方のカルデラ堆積物における大規模地すべりであるが、花崗岩地域の場合は様相が著しく異なる。

3) : 1964年7月18-19日深夜 (T) 島根県加茂・木次・大東町 (現在の雲南市北部) の土砂災害

この災害は深夜 (T) の豪雨 (Ft) によるものであった。そのため109名が亡くなるという大きな被害 (H) となった。この地域は比較的広大な花崗岩地帯 (G) であり、しかも風化帯の深い小起伏の地域 (Fl, G) であったことから、発生した土砂災害は小規模 (M) な崖崩れ、表層崩壊、マサ土堆積層の浅層崩壊および土石流・土砂流等 (C) である。発生が深夜の時間帯 (T) であったことに加えて住家が谷地田に面する斜面に接近して (あるいは斜面下部を切土して) 建てられていた (Lu, Ri) ことから大きな被害となった (大八木, 1968)。この事例は「地すべり地形分布図」作成以前であるが、後日作成した図でもこの規模の崩壊は対象にしていない (清水ほか, 2005a)。

4) : 2014年8月20日早朝(T)に発生した広島市安佐南区・安佐北区における土砂災害

被災地は花崗岩類・付加体・結晶片岩で構成される(G)比高数100mにすぎない山地,しかし瀬戸内海に近い一級河川の太田川に面した急峻な山地の山麓に形成された未成熟な扇状岩屑堆積斜面(G, FI)である。この斜面に住宅街が1960年代から広がった(Lu)。しかしこの場所が危険だという意識は地域の住民には全体として強くなかった(Ri)と思われる。当日午前2時-4時(T)の集中豪雨(Ft)によって小規模(M)な表層崩壊,浅層崩壊が多発しその崩壊土砂礫が河床を流下中に河床堆積物を巻き込み土石流(C)となって山麓の住宅街を襲い大被害(死者76名, H)をもたらした(日本応用地質学会, 2015; 大八木ほか, 2015)。この場合も, 1964年島根県の事例と同様に「地すべり地形分布図」では対象にはしていない(清水ほか, 2005b)。

3. 今後の課題

上の4例に見るように斜面災害は多くの要素を含んでいるのでこれらをすべて包含する様式で1枚に図示することは困難である。地すべり地形分布図はそれら要素の中の地すべりの示す形態(地形)のみを示したものである。また, 小規模な崩壊は判読図示の対象ではない, などの問題点も内在している。これを次の段階として, どのような方向へ発展させるのが良いかは時代の社会的要請を見極めなければならないであろう。ここで重要な視点として次の2点を提案したい。

第1は広域をカバーする地すべり地形分布図の延長線上の課題である。同図では地すべり地形の時間的關係は滑落崖の削剥状態, あるいは, 隣接する地すべり地形の切合い, または, 重なり順序による定性的新旧は表現されている。しかし, 絶対年代は不明である。同位体による年代値とテフラおよび地形面との組み合わせから, 地すべり地形分布図の四次元化を進めるなら, その価値は著しく大きくなるであろう。地すべり地形の再活動の予測, ハザードマップへの発展にも有効であろう。

第2は地域の災害とくに集中豪雨や地震, あるいは火山活動などとも関わり, しかも人的被害の大きい小規模多発型の土砂災害予測に耐えうるハザードマップへの進展である。このための手法はこれまで

行なってきた(規模が比較的大きい)地すべり地形に対する空中写真による判読手法では無理があると思われる。レーザー計測による数値情報がある程度有効であることは広島土砂災害の現地調査によっても確認した。しかし, 現地踏査が必須であることも明らかになった(大八木ほか, 2015)。すなわち上からではなく, 下から調査を積み上げて行く手法を再認識したい。ただし, この手法では全国の山地を少人数でカバーすることは不可能であろう。ではどうすれば良いか。それは調査者の裾野を広げるほかないであろう。しかし, 専門家を増やすことは容易ではないであろう。とすれば, 唯一可能な方法は災害が発生した場合の当事者となる住民の方々自身が山の見方を学んで調査する以外にないのではないかと考える。では専門家の仕事は何か。住民の方々の中に入って, 一緒に調査すること, 住民の方々の後押しをすること, 知識を伝えること。これが重要な役割ではないかと思われる。もう1つ専門家の役割をあげると, それはプロトタイプの調査例を実施して例示することであろう。

「結論にかえて」として最後に提示した「今こそ1機関にこだわらず, 多くの機関と個人と住民の協力を集合して比較研究およびその総合化が必要ではないだろうか」の語句は, このプロトタイプを創造することである。

謝辞・まとめ

地すべり地形分布図が日本列島全域を多くの方々のご協力によりカバーできたこと, また, 研究や実務に携わる多方面の方々から活用されていることを感謝したい。一方で関連する多くの問題点も顕在化した。ここでは4つの事例を挙げて地すべりなど斜面災害が内包する問題点を議論し, 次の2点を今後の課題として考えた。1) 広域的には地すべり地形の年代を明らかにして地すべり地形分布図を四次元化すること。2) 地域対象には小規模崩壊(表層崩壊, 浅層崩壊, 土石流, 土砂流)などの予測, ハザード図作成への取り組みを, 専門家が住民の中に入って一緒に作業することが肝要である。

参考文献

- 1) 羽田野誠一・岡部文武・渡辺征子・古川俊太郎(1973): 北松地域大規模地すべり地形分布図。

- 防災科学技術総合研究報告 第32号付図.
- 2) 井口 隆(1998)：澄川地すべり発生前の地すべり地形と地すべり変動. 地すべり Vol.35, No.2, 11-19.
 - 3) 日本応用地質学会(2015)：平成26年広島大規模土砂災害調査団報告書―土地の成り立ちを知り土砂災害から身を守る―, 88p.
 - 4) 大八木規夫(1968)：島根県加茂・大東花崗岩類地帯における風化帯の構造と崩壊. 防災科学技術総合研究報告 No.14, 113-127.
 - 5) 大八木規夫・池田浩子(1998)：地すべり構造と広域場から見た澄川地すべり. 地すべり Vol.35, No.2, 1-10.
 - 6) 大八木規夫(2010)：2008年岩手・宮城内陸地震による荒砥沢地すべりの構造. 深田地質研究所年報, No.11, 77-93.
 - 7) 大八木規夫・内山庄一郎・鈴木比奈子・藤井幸泰(2015)：2014年8月20日の広島豪雨による土砂災害を考える. 深田地質研究所年報 No.16, 49-73.
 - 8) 清水文健・大八木規夫・井口 隆(1982)：地すべり地形分布図「栗駒山」. 地すべり地形分布図第1集, 防災科学技術研究資料, 第69号.
 - 9) 清水文健・大八木規夫・井口 隆(1984)：地すべり地形分布図「栗駒山」地すべり地形分布図第2集, 防災科学技術研究資料, 第85号.
 - 10) 清水文健・大八木規夫・井口 隆(2005a)：地すべり地形分布図「今市」, 「木次」. 地すべり地形分布図 第26集, 防災科学技術研究資料, 第285号.
 - 11) 清水文健・大八木規夫・井口 隆(2005b)：地すべり地形分布図「可部」, 「海田市」, 「加計」, 「広島」. 地すべり地形分布図 第27集, 防災科学技術研究資料, 第286集.
 - 12) 横山俊治・脇田 茂(2010)：地震時地すべりの長距離運動とスプレッド―荒砥沢スプレッドを例として―. 月刊地球/号外, No.61, 109-118.

要 旨

「地すべり地形分布図」は計画から30数年, 多くの方々の協力により日本列島全域をカバーできた. この分布図を含め斜面災害に関わる多面的要素を災害4事例によって議論し, 地すべり等斜面災害に関する今後の課題として次の2点を提示した. 1) 広域的には「地すべり地形分布図」を同位体, テフラ, 地形面などの成果を組み合わせることで四次元化すること, 2) 地域的には小規模多発型の土砂災害(表層崩壊, 浅層崩壊, 土石流, 土砂流)の予知, 予防に備えるため, 地域住民の中に専門家が入って一緒に協力・調査することが望まれる.

キーワード：地すべり地形分布図, 斜面災害, 四次元化, 大規模地すべり, 小規模多発型

地すべり地形分布図を用いた地すべり発生危険度評価 —地質情報を基にして—

土志田正二*

Assessment of Landslide Susceptibility Using Landslide Distribution Map — Based on geological information —

Shoji DOSHIDA

*National Research Institute of Fire and Disaster, Japan,
sdoshida@fri.go.jp

Abstract

Many landslides occur in places where landslides had been generated in the past, or in the immediately surrounding area. For prevention and mitigation of landslide damage, it is very important to create landslide inventory maps (Landslide distribution map published by NIED) that show the locations of past landslide. I propose a method of wide area landslide susceptibility assessment using the Landslide distribution maps and geological information. I calculate the landslide body ratio for each geological unit, and the results show that the landslide body ratio differs greatly from one geological units to the next. It shows that the landslide susceptibility is greatly different according to geological unit.

Key words: Landslide, Landslide distribution map, Landslide susceptibility, Landslide body ratio

1. はじめに

地すべり災害は、過去に地すべりが発生した山体斜面、もしくはその周辺で起こり易いことが知られている。その理由は、1) 一度発生した地すべりにはすべり面が形成されていること、2) 一度変形・破壊を受けた移動体は周囲に比べて壊れやすくなっていること、3) 周辺にすべり面が形成されやすい地質構造を持っていると推測されること、などが挙げられる(図1)。そのため過去に地すべりが発生したと思われる地形、いわゆる「地すべり地形」を判読・記載した地すべりインベントリマップは、将来の地すべり災害予測のための基礎データとなる。日本全国で38万箇所以上の地すべり地形が判読されている国立研究開発法人防災科学技術研究所(以下、防災科研

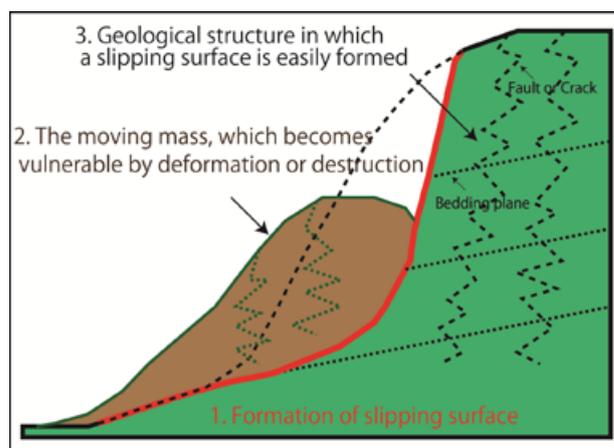


図1 地すべり地形の再滑動及び周辺地域で地すべりが発生する原因の模式図

* 総務省消防庁消防大学校消防研究センター 研究官
国立研究開発法人 防災科学技術研究所 客員研究員

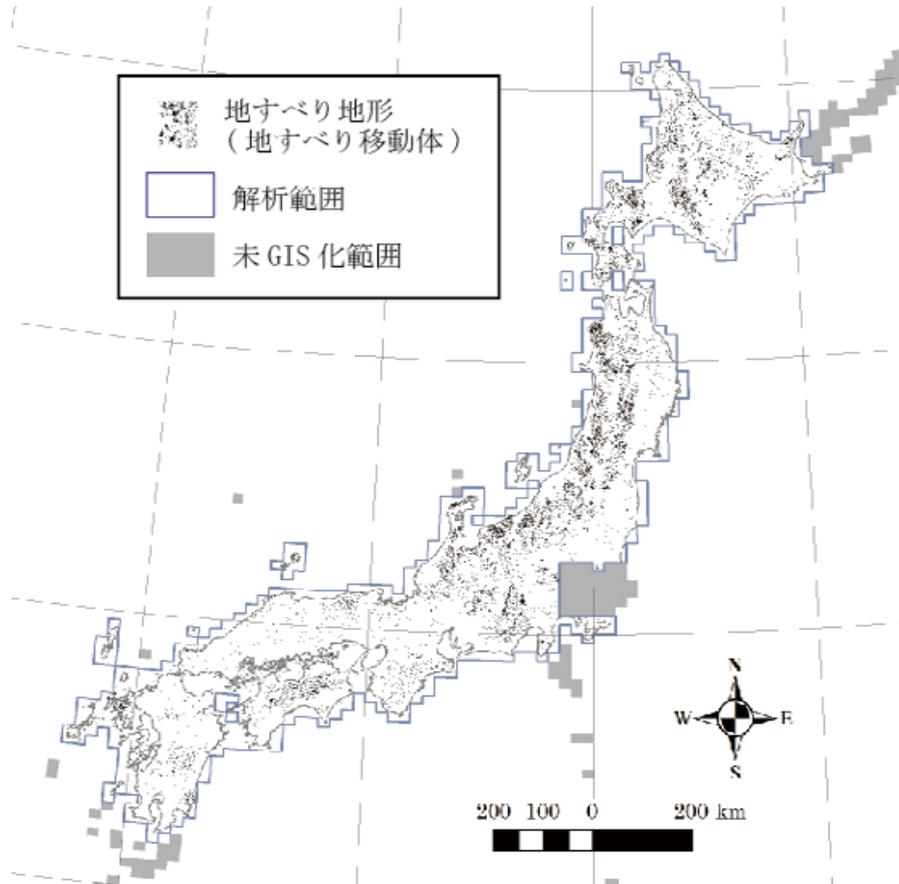


図2 地すべり地形分布図(防災科研)の判読結果

とする)の地すべり地形分布図¹⁾(図2)は、判読数・判読範囲共に全世界でも類を見ないデータベースであり、非常に価値が高い。しかし防災科研の地すべり地形分布図及びほぼ全ての地すべりインベントリマップは、過去地すべりが起きたと思われる箇所を示すだけの地図として利用されており、十分に活用されているとは言い難い。過去地すべりが起きたと思われる箇所を示すだけでは再滑動する地すべりの危険地域を示すことができても、新しく発生する地すべり、いわゆる初生地すべりに対してはその危険性について評価することは不可能である。本論では防災科研の地すべり地形分布図における地すべり分布を定量的に表すことで、初生地すべりを含めた地すべり発生危険度評価を試みた。

2. 地すべり分布の定量的評価

地すべり地形分布を定量的に表すための手法として考案したのが、任意の空間領域内における地すべり移動体の占める割合を算出した「地すべり移動体面積率」である。本論では「地すべり移動体面積率」

を用いて、地すべり地形分布と地質との関係性及び分布傾向について定量的に評価した結果を示す(図3, 図4)。比較対象として用いた地質データは、20万分の1日本シームレス地質図²⁾であり、2015年12月現在、日本全域を網羅する既存の地質情報の中で最も解像度の高いデータである。図3は347地質分類における地すべり移動体面積率を示した図であり(土志田, 2015)³⁾、凡例は日本全国(解析範囲全域)平均である地すべり移動体面積率5.2%を軸として、5段階で評価している。また図4はその地すべり移動体面積率を20万分の1日本シームレス地質図詳細版の凡例を基図として、図3と同様に5段階で図化したものである。このように地質情報を基に、各地質分類における地すべり移動体面積率を算出した結果、各地質における地すべり移動体面積率は大きな密度差があることが示された。「地すべり災害は、過去に地すべりが発生した山体斜面、もしくはその周辺で起こり易い」ことから、この密度差は地質による地すべり発生危険度を示した一例として考えることができる。

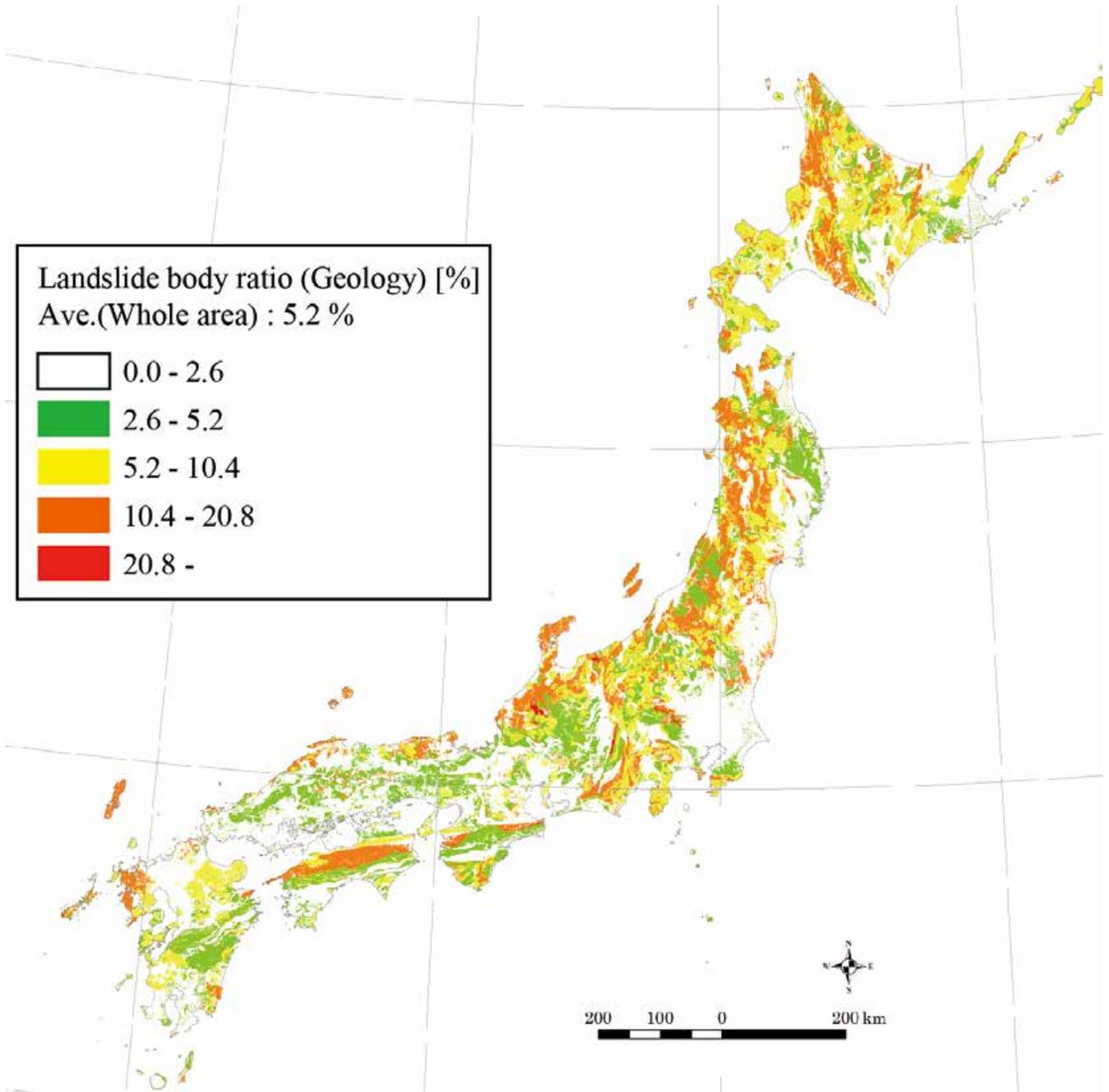


図3 地すべり移動体面積率(地質)図 (347地質分類)

3. まとめ

地すべり地形の分布に関して、「地すべり移動体面積率」という指標を用いることで、定量的な評価を行うことができた。その結果、地すべり地形分布は地質に強く依存していることが明らかになった。

地すべり移動体面積率は相対的な地すべりの発生危険度を示すと考えられるため、初生地すべりも含めた地すべりの小縮尺規模(1/20万程度)の発生危

険度評価を行うことが可能となったが、絶対評価、大縮尺の解像度でも利用できるデータとして利用するためには、他の手法(安定計算、LiDARデータ等)との組み合わせが必要不可欠である。

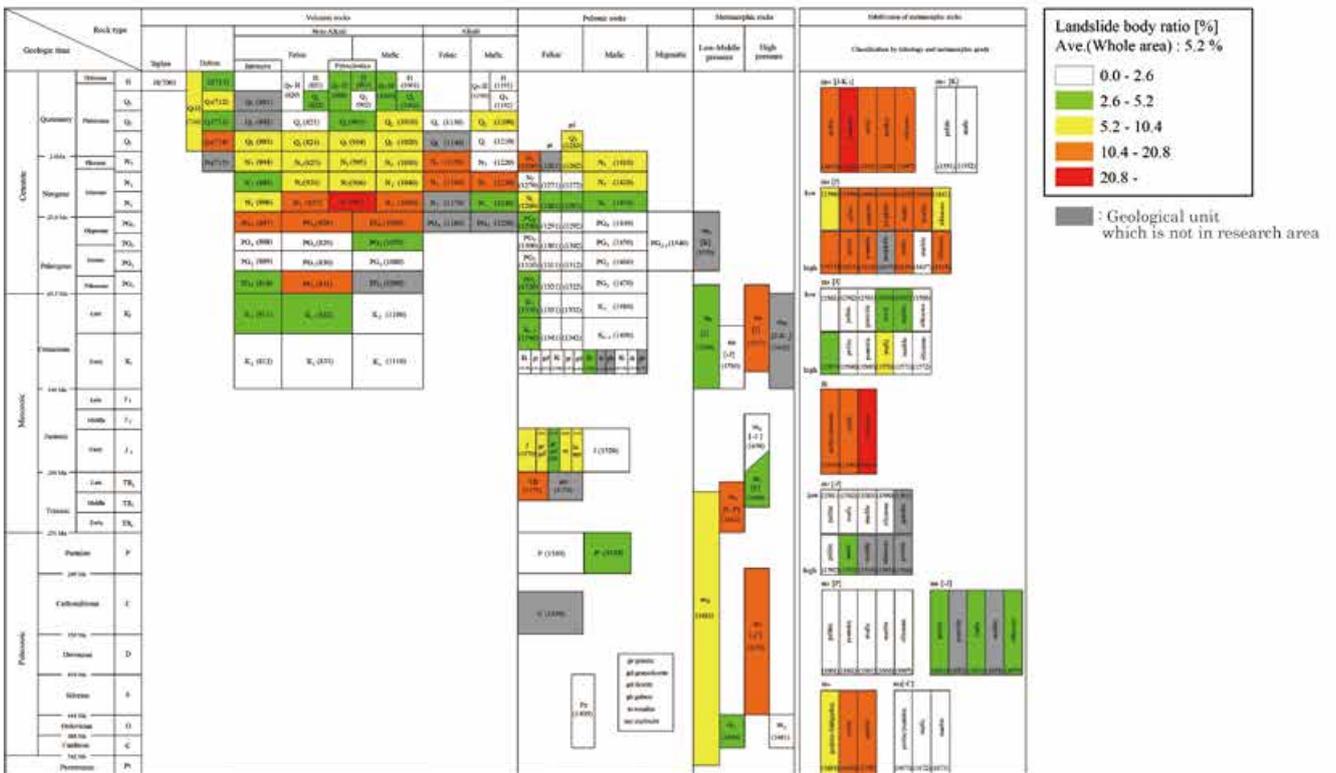


図 4 地すべり移動体面積率 (地質) 図の凡例 (347 地質分類)
 基図として 20 万分の 1 日本シームレス地質図詳細版 (産総研, 2014) における凡例を利用している。
 各地質における地すべり移動体面積率の値については土志田 (2015) を参照のこと。

参考文献

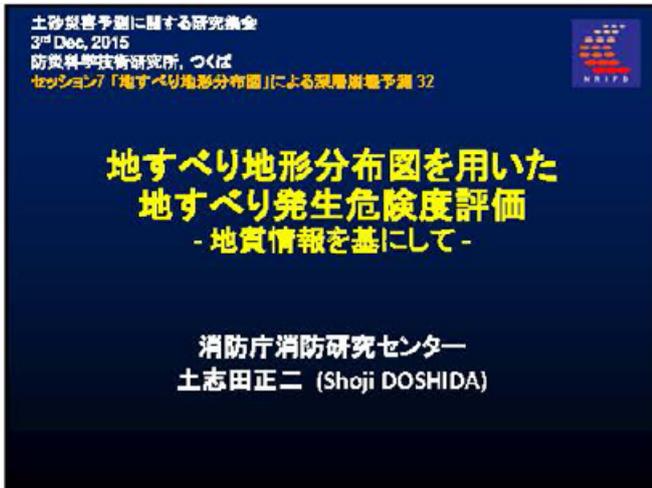
- 1) 国立研究開発法人防災科学技術研究所 (2015) : 地すべり地形分布図データベース [<http://lswb1.ess.bosai.go.jp/>].
- 2) 国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2014) : 20 万分の 1 日本シームレス地質図 2014 年 1 月 14 日版.
- 3) 土志田正二 (2015) : 地すべり地形分布と地質との関係. 日本地すべり学会誌, Vol.52, No.6, pp.271-281.

要 旨

地すべり災害は、過去に地すべりが発生した山体斜面、もしくはその周辺で起こり易いことが知られている。そのため過去に地すべりが発生したと思われる地形、いわゆる「地すべり地形」を判読・記載した地すべり地形分布図は、将来の地すべり災害予測のための基礎データとなり得る。

本研究では、地すべり地形分布と地質との関係性及び分布傾向について定量的に評価した結果を「地すべり移動体面積率」として算出した。地質情報を基に、各地質分類における地すべり移動体面積率を算出した結果、各地質における地すべり移動体面積率は大きな密度差があることが示された。「地すべり災害は、過去に地すべりが発生した山体斜面、もしくはその周辺で起こり易い」ことから、この密度差は地質による地すべり発生危険度を示した一例として考えることができる。

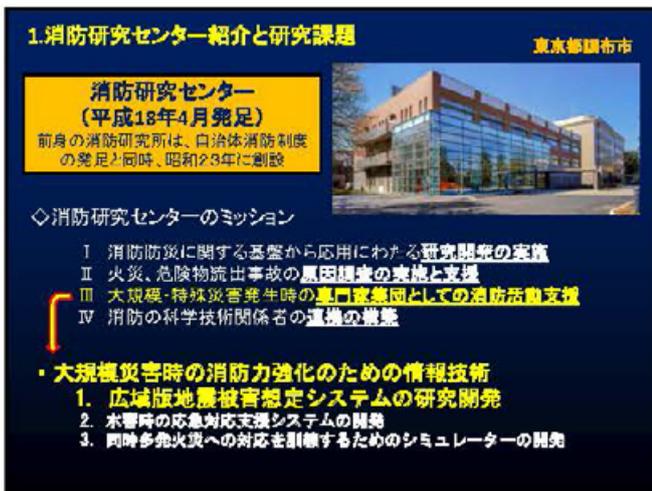
キーワード : 地すべり, 地すべり地形分布図, 地すべり発生危険度評価, 地すべり移動体面積率



スライド 1

- タイトル

「地すべり地形分布図を用いた地すべり発生危険度評価 - 地質情報を基にして -」



スライド 2

消防研究センターの紹介

消防研究センターにおいて斜面災害研究は、「大規模災害時の消防力強化」のための研究の1つであり、特に救急活動時の安全管理などに関わる分野において研究が進められている。



スライド 3

消防研究センターにおける「広域版被害想定システム」の紹介。大規模地震発災時の迅速な被害推定を目的とし、緊急消防援助隊の派遣指示などの意思決定のサポートを行う。

スライドでは、2014年11月に発生した長野県北部を震源とする地震の例を表示。



スライド 4

「広域版被害想定システム」におけるコンテンツの1つとして含めている、斜面災害データの紹介。この斜面災害に関するコンテンツでは「斜面崩壊」「地すべり」「液状化」を対象とした3種類の災害の発生危険度の評価を行っている。ただし斜面災害コンテンツは、現在震度分布とは関連付けられていないため、建物被害や死者数等の計算には用いられてはならず、震度分布等と重ね合わせることで視覚的に利用している。

本発表では、この中の「地すべり」を対象とした新しい発生危険度評価手法について紹介を行った。

2. 地すべり地形分布図を用いた地すべり発生危険度評価

- 2-1. 地すべり地形分布図の作成目的
- 2-2. 防災科研の地すべり地形分布図の特徴
- 2-3. 地すべり移動体面積率
- 2-4. 地すべり移動体面積率図の比較

スライド 5

中間タイトル(発表内容の主要部分)及び項目紹介。

- 2-1. 地すべり地形分布図の作成目的(スライド 6)
- 2-2. 防災科研の地すべり地形分布図の特徴(スライド 7, 8)
- 2-3. 地すべり移動体面積率(スライド 9, 10)
- 2-4. 地すべり移動体面積率図の比較(スライド 11)

2-1. 地すべり地形分布図の作成目的

地すべり地形分布図:
過去に地すべりが発生したと思われる地形を抽出し投影した図
地すべりは過去に地すべりが発生した場所やその周辺地域で起こりやすい(土志田, 2012; 2011年台風12号の事例)

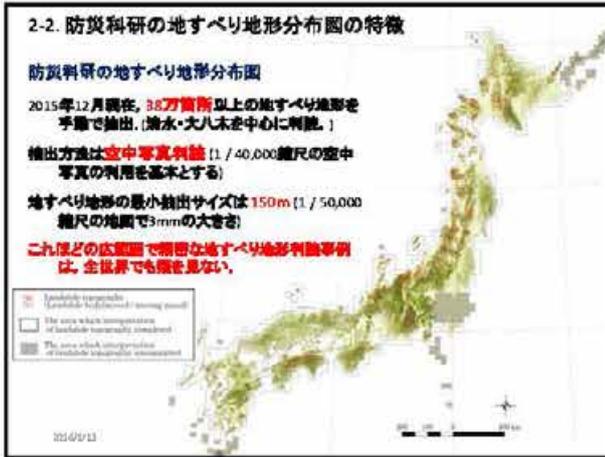
1. すべり面の形成
2. 変形、破壊を受けた移動体は壊れやすい
3. すべり面が形成されやすい地質構造, etc.

↓

地すべり発生場所の予測・発生危険度評価には地すべり地形の分布状況の把握が有効

スライド 6

地すべり地形分布図(地すべりインベントリマップ)の作成目的の概念を紹介。



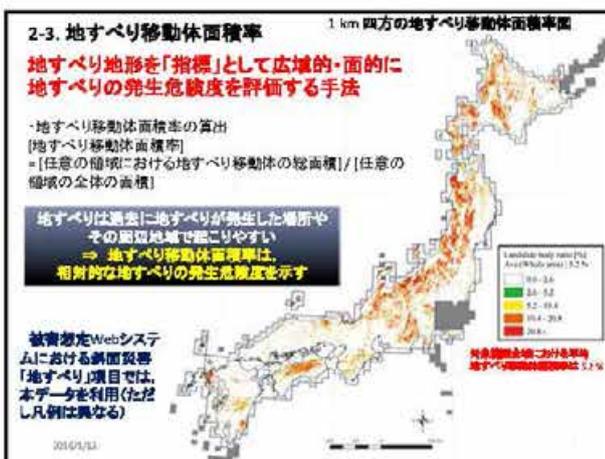
スライド7

防災科研の地すべり地形分布図の紹介。地すべり地形分布図を用いた解析をするうえでの注意点等についても述べる。



スライド8

地すべり地形分布図を用いた「地すべり発生危険度評価」を行うためのアプローチ方法の紹介。本論では紹介した中のアプローチ1「地すべり地形を指標として広域的・面的に地すべりの発生危険度を評価する方法」を行っている。

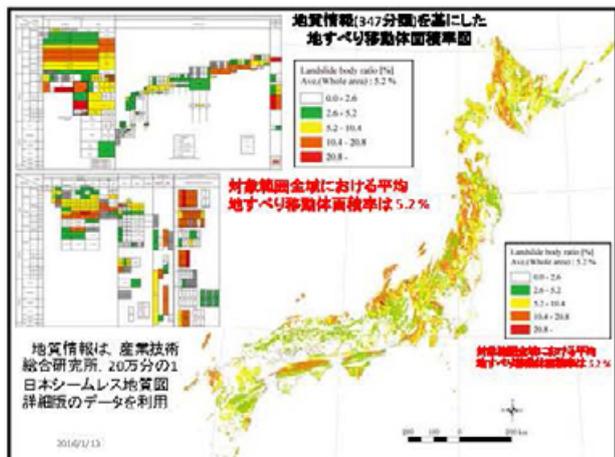


スライド9

今回の発表における最重要項目である「地すべり移動体面積率」の紹介。図は、1 km 四方における地すべり移動体面積率を表示している。

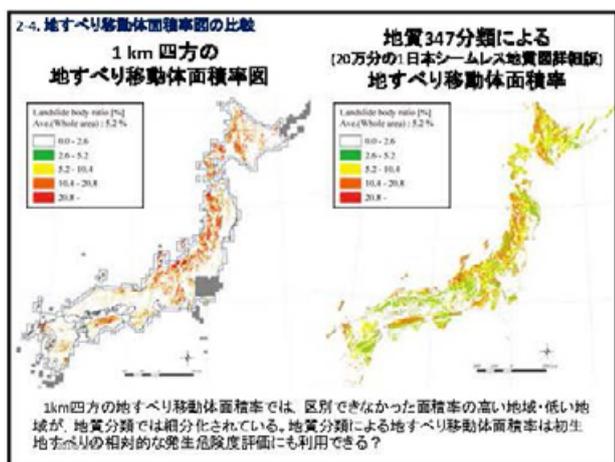
凡例は、解析範囲全域における地すべり移動体面積率の平均値5.2%を用いて、5段階で評価している。

スライド 10



地質情報を基にした地すべり移動体面積率を図示。
図の詳細については、本論にて拡大図で紹介。

スライド 11



1 km 四方の地すべり移動体面積率 (スライド 9) と地質 347 分類による地すべり移動体面積率 (スライド 10) の比較。

地質分類による地すべり移動体面積率図は、初生地すべりの相対的な危険度評価として利用できる可能性がある。

スライド 12

まとめ

- 地すべり地形の分布に関して、定量的な評価を行うことができた。[地すべり移動体面積率]
- 地すべり地形分布は地質に強く依存していることが明らかになった。

【地質における地すべり分布の傾向】

- 地すべり地帯は、悪質軟弱帯(地軟弱帯)など、第四紀弱質帯を筆頭に、第三紀以降の堆積岩帯、火山礫層や高圧タイプの長成岩層なども相対的に多く分布していた。
- 逆に、深成岩帯や黒色頁岩帯では地すべり地帯は相対的に少ないことが示された。
- 付加コンプレックスは、新第三紀以降に形成されたものは地すべり地帯が多く分布しているが、中生代・古生代のものは相対的に少ない。地質の再分類方法を再考する必要も考える。

- 地すべり移動体面積率は**相対的な**地すべりの発生危険度を示す(初動対応時での利用は可能)
- ただ絶対評価、大縮尺の解像度でも利用できるデータとして利用するためには、他の手法(安定計算、LiDARデータ等)との組み合わせが必要不可欠

発表のまとめ。
 • 地すべり地形の分布に関して、定量的な評価を行うことができた。[地すべり移動体面積率]
 • 地すべり地形分布は地質に強く依存していることが明らかになった

これらと同時に、今後の地すべり発生危険度評価を行うため、以下の提案を行った。

- 地すべり移動体面積率は相対的な地すべりの発生危険度を示す(初動対応時での利用は可能)
- ただ絶対評価、大縮尺の解像度でも利用できるデータとして利用するためには、他の手法(安定計算、LiDAR データ等)との組み合わせが必要不可欠

地震時の急傾斜地崩壊危険度および地すべりの危険度の評価方法 ：地震被害想定での検討事例

松山 尚典*

1. 地震の際の急傾斜地・地すべり地の危険度の想定

自治体の地震被害想定調査においては、過去の被害事例にもとづく内閣府・中央防災会議の手法を参照して、自治体で作成している「急傾斜地崩壊危険箇所」や「山腹崩壊危険地区」の管理データ(カルテ)に記載された「急傾斜地震災対策危険度判定基準」にもとづく点数の合計と想定される地震動の大きさ(計測震度)を用いて、地震時に急傾斜地(以下、山腹崩壊危険箇所も含む意味で用いる)が崩壊する危険度ランクを設定し、これをもとに建物被害や人的被害を予測している。

この手法では、判定基準の点数が24点以上の場合には地表での計測震度5強以上、点数が23～14点の場合には震度6弱以上、点数が13点以下の場

合には震度6強以上で、「地震時の危険性が相対的に高い：地震時の崩壊確率10%程度」と判定される[中央防災会議防災対策推進検討会議「南海トラフ巨大地震の被害想定について」(第一次報告：建物被害・人的被害の被害想定項目及び手法の概要；H24.8.29)]。

地すべりの場合には、素因の評価にもとづく点数付などはされていないので、同様の危険度ランク付けはできないが、紹介する事例では、当該自治体の領域に特有の地すべりについても、個々の地すべり地における工学的基盤の地震動の大きさを想定し、地震時の危険度が高いと予測される地点を抽出した(図1)。

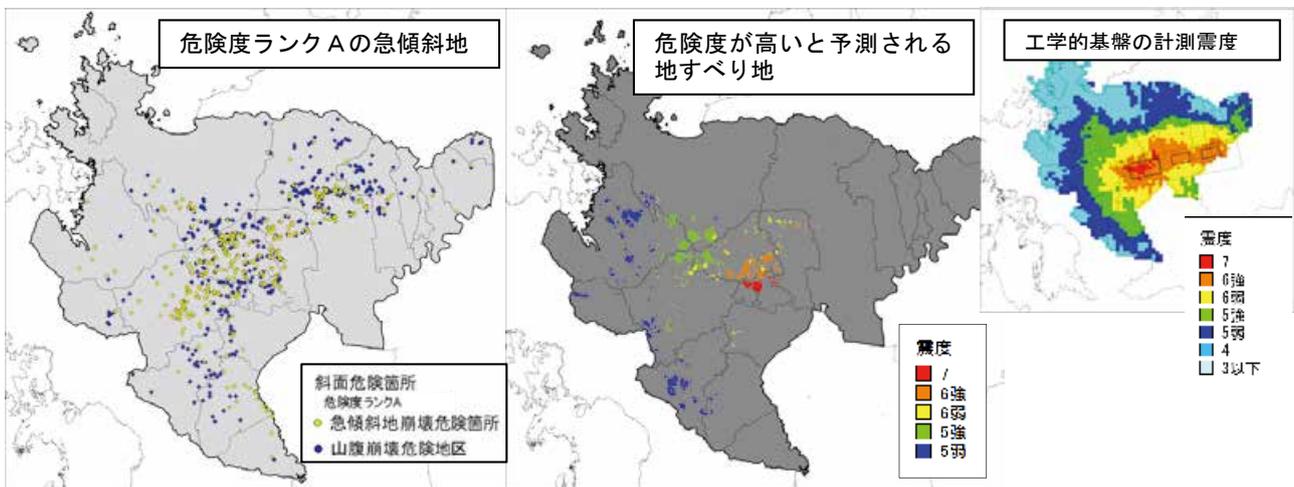


図1 想定される地震(佐賀平野北縁断層帯の地震 ケース3)時における危険度の予測

* 応用地質(株)・エンジニアリング本部

2. 地すべり地形分布データ

当該自治体における上記の予測作業に際しては、防災科学技術研究所（以下、防災科研）の「地すべり地形分布図」と自治体が独自に設定した「地すべり指定地」の両方のデータを用いた。両者とも県西部の「北松型地すべり」の多発地帯に地すべりが集中しているが、**図2**に示すように個々の地すべり地の分布にはかなりの相違がみられる。これは、地すべり地認定の際の観点の相違等によるものと考えられるが、地震被害想定調査に限らず、今後、防災科研の地すべり地形図データを使用する際には、考慮すべき点であろう。

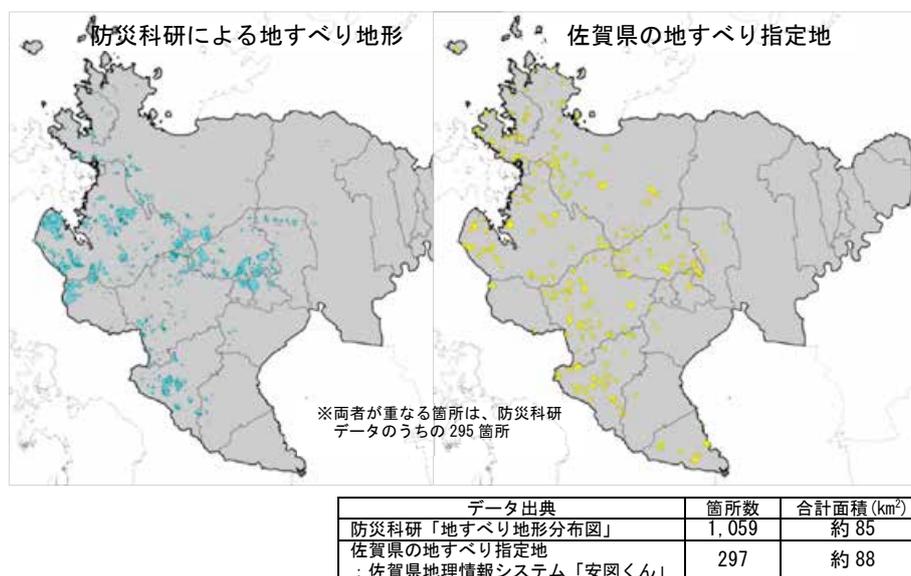


図2 佐賀県における地すべり地の分布

キーワード：急傾斜地崩壊危険箇所，地すべり，佐賀平野北縁断層帯，佐賀県，工学的基盤，地震動

次世代型地すべり地形分布図の開発と発展的利活用

山田隆二*・飯田智之*

Extensive Utilization and Development of Landslide Distribution Maps in the Next Generation

Ryuji YAMADA and Tomoyuki IIDA

** Disaster Risk Research Unit, Department of Integrated Research on Disaster Prevention,
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan
ryamada@bosai.go.jp*

キーワード：地すべり地形分布図，広域危険度評価，調査手法，可視化，次世代型

地すべり地形分布図は，当初「地すべり地形は全国にどのように分布しているのか？」という地すべり研究の基本的な疑問に答えることを目的として防災科学技術研究所が約30年前に制作を開始し，平成25年度に全国刊行が完了した．平成27年度より国立研究開発法人となった防災科学技術研究所では，「自然と社会の相互作用が研究対象」という基本方針の下，平成28年度より第4期中長期計画が始まる．その中で次世代型地すべり地形分布図は，大規模土砂災害予測技術の向上に貢献する基礎的な研究ツールと位置付けられ，社会での利活用をこれまで以上に意識して開発することが望まれる．

現状の地すべり地形分布図の活用実態をユーザー登録時の利用目的からみると，作成当初の目的である地すべり研究の基礎資料としての利用にとどまらず，山地斜面管理や地域防災計画策定業務に関する危険箇所の抽出といった実務資料として，さらには市民が身の回りの斜面の危険度を知るための参考資料として利用されている．しかしながら，地すべり地形分布図は「過去に発生した地すべり」を示す地図として部分的にはリスク評価に資するものの，それ以外のハザード情報は十分に盛り込まれておらず，「危険度マップ」や「ハザードマップ」として利用するという要求に対しては十分に答えることができていない．

自治体が準備する土砂災害に関するハザードマップに関しては，国土交通省から「土砂災害ハザードマップ作成のための指針と解説(案)，平成17年7月」においてガイドラインが示されている．次世代型地すべり地形分布図は，発生確率などのリスク情報を付加することで，大規模な土砂災害危険区域選定の基礎資料としての利活用を視野に入れて開発されることになる．そのようなリスク情報を備えた先行事例として，例えば将来日本で発生する恐れのある地震による強い揺れの予測結果等をリスク情報として地図に表示した「全国地震動予測地図」(地震調査研究推進本部地震調査委員会)がある．その中の「震源断層を特定した地震動予測地図」では，個々の活断層に断層モデルパラメータを与え，シナリオに沿った強震動予測を行っている(図1)．地すべりや大規模崩壊も活断層も，地盤が破壊する・滑る，という点では類似の自然現象である．全ての地すべり地形に対して詳細な実地調査は行うことは困難であるが，地質・地形といった素因情報に加えて活動周期(平均活動間隔)などいくつかのモデルパラメータを付与することができれば，活断層と同様にリスク情報(発生確率)の算出に資することができる．

地すべりや大規模崩壊災害の発生リスクを評価するためには，場所(どこで)・時間(いつ)・誘因(何

* 国立研究開発法人 防災科学技術研究所 社会防災システム研究領域 災害リスク研究ユニット

によって)・規模(どのくらい)の4要素が必要である。現行の地すべり地形分布図は場所と規模に関する情報を含んでいる。航空写真読み取りという手法の制約から、幅150m以上のものに限られるものの、地すべりの発生場所と規模が示されている。しかし、時間や誘因に関する情報はほとんどなく、特に想定すべき誘因が不明である。地形情報だけでは、それがいつどのような誘因で発生したのかという過去の履歴に関する情報もほとんど不明であり、今後の発生予測の障害となっている。

次世代型の開発にあたっての課題は、これらの不足している知見を補うことである。そのための課題は、(1)広域安定性評価手法の開発、(2)実測値を得るための現地調査の迅速化・高度化(3)データの可視化に集約される。(1)では、地すべり地形分布図に表された40万箇所に及ぶ対象を全て一律に評価することは現実的ではない。そのため、例えば素因・誘因や地形量などに基づいて段階を踏んで分類し、各分類に適した手法や指標による評価を目指す(例えば、飯田・山田, 2016)。大規模崩壊の主要な誘因となる降雨や地震の地域性との関係も大きな手掛かりとなろう。(2)では、特に傾斜地における簡便な地盤調査のひとつとして、常時微動探査法によって1-2日程度の調査で深層崩壊地の断面構造を得る(若月ほか, 2015)、あるいは傾斜地から採取した枯木試料を用いて古文書記録との対比を可能とする精

緻な災害履歴を復元する(山田ほか, 2016)などの取り組みを開始している。(3)に関しては、防災科学技術研究所では既にWebで「地震ハザードステーション J-SHIS」の運用を平成17年より開始しており、現行の地すべり地形分布図はそこに統合されている。今後は、次世代型地すべり地形分布図をこれにリンクさせて高度化することを目指す。

参考文献

- 1) 国土交通省河川局砂防部砂防計画課・国土交通省国土技術政策総合研究所・危機管理技術研究センター(2005):土砂災害ハザードマップ作成のための指針と解説(案)。
- 2) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2014):全国地震動予測地図2014年版～全国の地震動ハザードを概観して～。
- 3) 飯田智之・山田隆二(2016):深層崩壊と誘因または地質の関係。地形, 37, in press.
- 4) 若月 強・先名重樹・山田隆二・飯田智之(2015):微動探査による大規模崩壊地と表層崩壊地の地盤構造調査。JGU2015 鹿児島, P7.
- 5) 山田隆二・井上公夫・荻谷愛彦・光谷拓実・土志田正二・佐野雅規・季貞・中塚 武(2016):巨大(深層)崩壊の高精度編年研究会の中間報告一年輪年代法による巨大崩壊の発生年代の推定と歴史史料の対比。JPGU2016 幕張, H-DS17.



図1 ハザード情報の活用イメージ

土砂災害の予測と防災に関するパネルディスカッション

- 課題 (1)土砂災害予測に関する技術的課題と対応
(2)土砂災害予測技術の社会への適用の課題と対応
(3)全体課題と対応

	パネラー	
防災科学技術研究所	酒井直樹	(セッション1 座長)
京都大学	小杉賢一朗	(セッション2 座長)
高知大学	笹原克夫	(セッション3 座長)
京都大学	松四雄騎	(セッション4 座長)
国土技術政策総合研究所	内田太郎	(セッション5 座長)
気象庁	岡田憲治	(セッション6 座長)
消防庁	土志田正二	(セッション7 座長)
建設工学研究所	沖村 孝	
防災科学技術研究所・理事長	林 春男	

Proceedings of the Workshop on the Prediction of Landslide Disasters - Issues and New Technologies -

Edited by Tomoyuki IIDA*, Ryuji YAMADA* and Naoki SAKAI*

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention
iida@bosai.go.jp, ryamada@bosai.go.jp, sakai@bosai.go.jp

Abstract

On December 3-4, 2105, "Workshop on the Prediction of Landslide Disasters - Issues and New Technologies -" was held at the Wadachi Memorial Hall of National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention. This workshop aimed to offer the occasion for researchers, engineers and all stakeholders to share the perceptions, to find out the status quo of the landslide prediction technologies, and to discover the practical application. It consisted of 32 presentations in seven sessions, two special lectures, and a panel discussion part. In recent years many landslide disasters, such as the large-scale landslide disaster in Hiroshima in August 2014, have drawn growing concerns nationwide, and consequently ca. 170 people participated in this workshop.

Keywords: Proceedings, Sediment disaster, Landslide, Slope failure, Debris flow, Prediction technology