

雨量が斜面崩壊の頻度・規模に及ぼす影響： 2011年台風12号による斜面崩壊状況の解析

EFFECTS OF RAINFALL AMOUNTS ON LANDSLIDE VOLUME AND
FREQUENCY: LANDSLIDES PATTERNS TRIGGERED BY TYPHOON TALES, 2011

内田 太郎¹・佐藤 匠¹・水野正樹¹・林 真一郎¹・岡本 敦¹

Taro UCHIDA, Takumi SATO, Masaki MIZUNO, Shin-inchiro HAYASHI and Atsushi OKAMOTO

¹国土技術政策総合研究所（〒305-0804 茨城県つくば市旭1）

E-mail uchida-t92rv@nilim.go.jp

Key Words: deep rapid (catastrophic) landside, magnitude, frequency, rainfall, Typhoon Tales

1. はじめに

斜面崩壊の頻度(密度)および規模と雨量の関係を明らかにすることは、土砂災害対策を考える上で、最も基本となる情報の1つである。これまで、斜面崩壊の規模や頻度は、空中写真の判読により、崩壊の面積を求め、崩壊面積と頻度の関係を明らかにする手法が広く用いられてきた。その結果、雨量と斜面崩壊の頻度の関係については、多くのデータがとられてきており、一般的に雨量が増大するに従い、急激に崩壊の頻度が増加することが示されてきた¹⁾。また、崩壊規模と頻度の関係についても多くの研究が行われ、規模が大きくなるに従い、頻度は小さくなり、斜面崩壊の面積と頻度の関係は、両対数グラフ上で直線関係を有することが数多く報告されてきた²⁾。さらに、斜面崩壊をコントロールする雨量に関する指標(例えば、短時間降雨強度、積算降雨量、実効雨量、降雨の履歴順位)に関する研究が進められてきている³⁾。しかし、斜面崩壊の頻度や規模について、複数の雨量に関する指標を用いて検討した例はきわめて限定的である。

2011年の台風12号は、非常に大量な降雨を紀伊半島中心にもたらし甚大な被害を引き起こした。この降雨により、広域で多数の斜面崩壊が生じた。これにより、通

常の大規模な降雨では得難い、様々な降雨条件下における斜面崩壊の頻度および規模のデータ取得が可能となると考えられる。そこで、本研究では、2011年台風12号による紀伊半島における斜面崩壊状況に関するデータを取得した上で、

- (1) 雨量が斜面崩壊の頻度に及ぼす影響
 - (2) 雨量が斜面崩壊の規模に及ぼす影響
- を検討することを目的とした。

2. 方法

(1) 崩壊地の判読と崩壊土砂量の推定

2011年台風12号後に撮影された図-1に示す範囲の空中写真、衛星画像を用いて、崩壊地の判読を行った。判読した範囲の面積は約4,800km²である。崩壊地の判読にあたっては、崩壊主部と流下域、堆積域を区分して判読を行った。その上で、崩壊主部について、ポリゴンデータを作成した。作成したポリゴンデータを用いて崩壊面積をGIS上で算出した。

その上で、国土交通省による緊急調査が実施された5箇所については、現地調査に基づく崩壊土砂量を用いた。5箇所以外の崩壊地については、式1に示すGuzzetti et al. (2009)⁴⁾による崩壊面積と崩壊土砂量の

関係を用いて、崩壊地ごとの崩壊土砂量を算出した。

$$V_L = 0.074 A_L^{1.45} \quad (1)$$

ここで、 V_L は崩壊土砂量[m³]、 A_L は崩壊面積[m²]である。なお、Guzzetti et al. (2009) は、世界各地の崩壊土砂量が数 m³ から数 10 億 m³ までの 677 事例の崩壊面積と崩壊土砂量を基に崩壊面積と崩壊土砂量の関係に関する経験式を求めた。

(2) 降雨データの整理

降雨は気象庁による 1km メッシュの解析雨量を用いた。用いた期間は、2011 年の 8 月 30 日 0:00 から 9 月 7 日 23:00 までである。メッシュごとに、期間内の連続最大 1 時間、6 時間、24 時間、48 時間雨量を算出した。

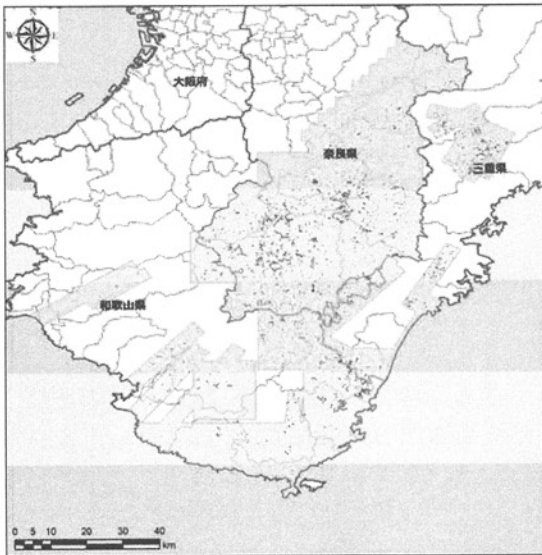


図-1 写真判読エリア及び崩壊地分布

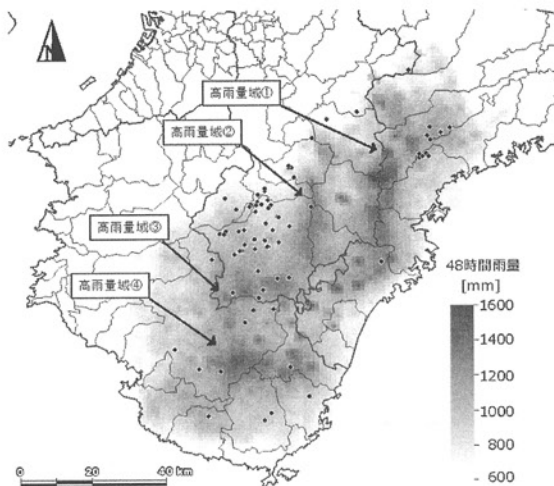


図-2 最大 48 時間雨量の分布 図中の黒丸が崩壊土砂量 10 万 m³ 以上の崩壊

(3) 地形解析

地形解析には、国土地理院の 10m の数値地形情報を用いて、10m グリッドの斜面勾配、標高、斜面方位を算出した。その上で、各崩壊地ポリゴンの中心を含むグリッドの斜面勾配、標高、斜面方位を、その崩壊地の斜面勾配、標高、斜面方位とした。

3. 結果

(1) 雨量の分布と崩壊地の分布

図-2 に、最大 48 時間雨量の分布状況と崩壊土砂量 10 万 m³ 以上の崩壊地の位置を示した。なお、内田ら (2012)⁵⁾ は、深層崩壊の発生の有無を表現する降雨指標として、48 時間雨量が適当であることを示した。48 時間雨量が概ね 1200mm を超える地域として、奈良・三重県境付近の南北方向 (以下、「高雨量域①」と呼ぶ)、その西側の奈良県南東部の南北方向 (高雨量域②)、和歌山・奈良県境付近の東西方向 (高雨量域③)、さらに高雨量域③の南の和歌山県南東部の東西方向に概ね 1200mm を超える地域 (高雨量域④) の地域が存在し、特に、高雨量域①、④が大きかった (図-2)。

これに対して崩壊地は、検討対象地域のほぼ全域に広がっており、必ずしも、降雨と明瞭な対応が見られない (図-1)。特に、図-1, 2 に示したように、土砂量 10 万 m³ 以上の規模大きい崩壊は、高雨量域①の南半分や②ではほとんど見られない。また、高雨量域③、④でも必ずしも密度は高くない。一方、高雨量域①の北端付近 (三重県旧宮川村周辺) は崩壊密度が大きかった。さらに、高雨量域②より西側で、高雨量域③の北側にあたる奈良県十津川村周辺では、48 時間雨量は高雨量域に比べて多くなかったが土砂量 10 万 m³ 以上の崩壊密度が高かった。以上のように、高雨量域と斜面崩壊の密度の高い地域は必ずしも一致しなかった。

(2) 雨量と崩壊の密度

図-3 に最大 1, 6, 24, 48 時間雨量と相対的な斜面崩壊密度の関係を示した。ここでいう相対的な崩壊密度とは、ある雨量 (r) の領域に属する崩壊地の数 ($n(r)$) を雨量 r の領域の面積 ($a(r)$) で除した崩壊密度 ($n(r)/a(r)$) を全調査対象領域の崩壊地数を (N) を全調査対象面積 ($A (= 4,800\text{km}^2)$) で除した平均密度 (N/A) で除した値 ($n(r)A/Na(r)$) とした。本研究では、崩壊を崩壊土砂量により 4 段階に分類し、相対的な崩壊密度を算出した。すなわち、相対的な崩壊密度が 1 を上回る場合、当該雨量の領域で、当該規模の崩壊密度が調査領域の平均密度より大きいことを示している。また、図-3 には、領域の出現頻度 ($a(r)/A$) を灰色のハッチングで示し、当該雨量域の面積が全調査領域の面積の 1% 以下の場合

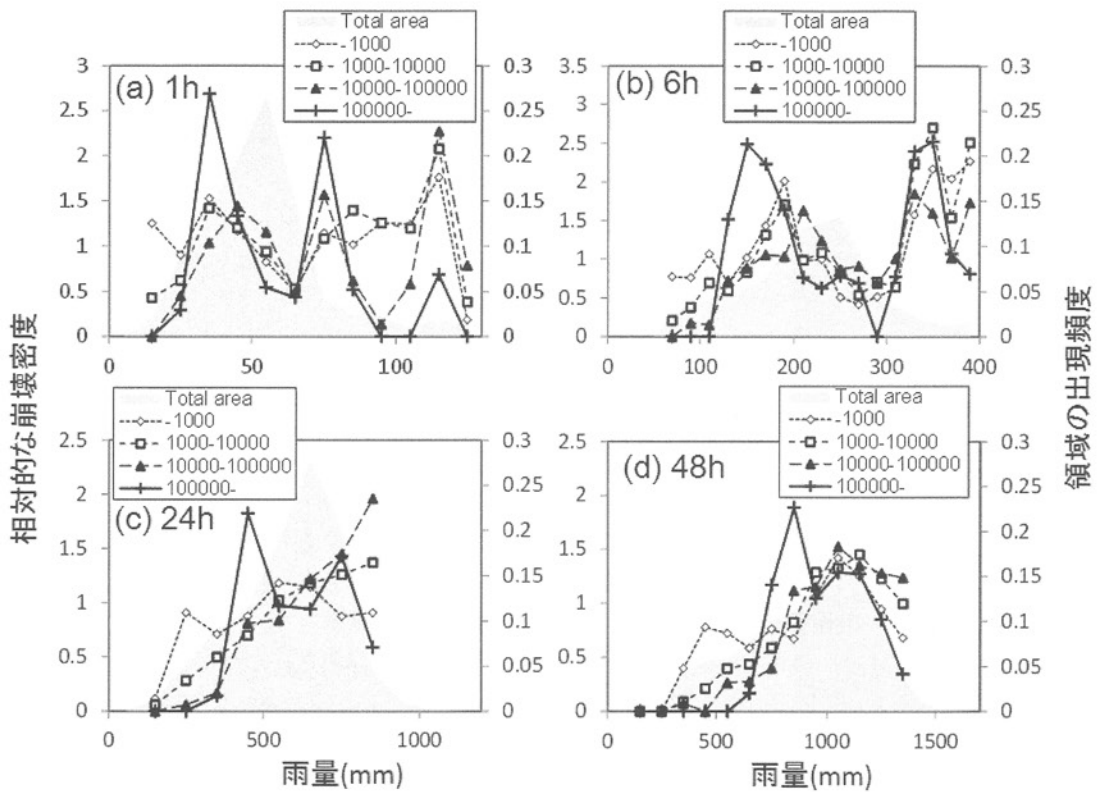


図-3 最大1, 6, 24, 48時間雨量と斜面崩壊の相対的な崩壊密度の関係, 凡例の数字は崩壊土砂量 (m^3)

は、相対的な崩壊密度の算出結果の信頼性が低いと考え、図上にデータを示さなかった。さらに、雨量と相対的な崩壊密度の関係の相関係数を算出し、図-4に示した。雨量と相対的な崩壊密度の関係は十分に分かっていないが、ここでは、雨量と相対的な崩壊密度に直線関係があると仮定し、相関係数を算出した。

図-3aに示したように、最大1時間雨量と相対的な崩壊密度は崩壊規模によらず明瞭な関係はみられなかった。相関係数もすべての土砂量で0.4以下と低く、土砂量 $1000m^3$ 以下のケースと $10万m^3$ 以上のケースではわずかながら負の相関を示した(図-4)。

次に、最大6時間雨量を対象とした場合、1時間雨量同様、崩壊土砂量 $1000m^3$ 以下のケースと $10万m^3$ 以上のケースでは明瞭な関係がみられず(図-3b)、相関係数も小さかった(図-4)。一方、崩壊土砂量が $1000\sim 1万$ 、 $1万\sim 10万m^3$ のケースでは、雨量の増大にともない、崩壊密度が増加する傾向がみられ、相関係数は0.7程度と比較的大きかった(図-4)。

また、24時間雨量を対象としたとき、崩壊土砂量が $1000\sim 1万$ 、 $1万\sim 10万m^3$ の場合、雨量の増大にともない崩壊密度が増加する明瞭な傾向が確認された(図-3c)。また、崩壊土砂量が $1000m^3$ 以下、 $10万m^3$ 以上のケースについても、概ね、雨量が増加にともない崩壊密度は増加し、相関関係は0.5~0.6であった。た

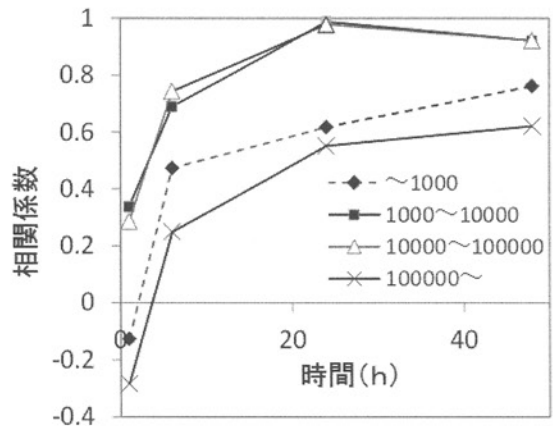


図-4 最大1, 6, 24, 48時間雨量と斜面崩壊密度の相関係数と雨量の算出時間と崩壊土砂量の関係. 凡例の数字は崩壊土砂量 (m^3)

だし、これらのケースでは、24時間雨量が $500mm$ を超える範囲だけを見た場合、明瞭な相関が見られなかった。また、24時間雨量が $300mm$ 以下では、崩壊土砂量が $1万\sim 10万m^3$ の崩壊密度はきわめて低く、 $10万m^3$ 以上の崩壊は1つも発生していなかった。これに対し土砂量 $1万m^3$ 以下の崩壊は24時間雨量が $300mm$ 以下であっても多発しており、特に、 $1000m^3$ 以下の崩壊の相対的な密度は1以上であった。

48 時間雨量を対象とした場合、崩壊土砂量によらず、雨量の増加にともない崩壊密度が増加した(図-3d)。雨量と崩壊密度の相関係数はいずれの崩壊規模に関しても 0.6 以上であった(図-4)。ただし、48 時間雨量が 1000mm を超えるようになると、雨量の増加にともなう崩壊密度の増加傾向は小さくなった。また、崩壊土砂量が大きくなるに従い、崩壊密度が 0 付近から急激に立ち上がる値は大きくなった。すなわち、崩壊土砂量 1000m^3 以下では雨量が 300mm、 $1000\sim 1\text{万}\text{m}^3$ では 400mm、 $1\text{万}\sim 10\text{万}\text{m}^3$ は 500mm、 $10\text{万}\text{m}^3$ 以上では 600mm より小さい場合、密度は雨量に関係なく概ね 0 であった。この結果は、48 時間雨量が 600mm 以上の場合に複数の深層崩壊が起きたとする内田ら(2012)の結果と矛盾しない。

(3) 雨量と崩壊土砂量、出現頻度との関係

図-5 には 最大1、6、24、48 時間雨量と崩壊土砂量と出現頻度の関係を示した。図に示したように、崩壊土砂量の最頻値より、崩壊土砂量の大きい範囲では、崩壊土砂量と出現頻度の関係は両対数グラフ上で概ね傾きが負の直線関係にあった。これまで、崩壊土砂量の最頻値より小さい範囲では、崩壊土砂量-出現頻度関係に崩壊判読の精度が影響していることなどが指摘されてきており²⁾、本研究でも、以下の検討では、最頻

値より大きい範囲の崩壊土砂量-出現頻度関係について検討することとした。

最大 1 時間雨量でデータを分類した場合(図-5a)、1 時間雨量の増加により、崩壊土砂量-出現頻度関係が図上の上側に位置する(規模の大きい崩壊の頻度が大きくなる)ような傾向はみられなかった。6 時間雨量でデータを分類した場合でも、崩壊土砂量-出現頻度関係と雨量に明らかな関係が見られなかった(図-5b)。

一方、24 時間雨量でデータを分類した場合、差は小さいものの、24 時間雨量が最も小さい 500mm 以下のデータで、崩壊規模が大きいときの出現頻度が最も小さかった。次いで、雨量が 500~600mm の場合の出現頻度が小さかった(図-5c)。さらに、雨量が 600~700mm のときの崩壊土砂量-出現頻度関係は 500~600mm の関係のやや上側に位置し、雨量 700~800mm、800mm 以上の関係が図上で最も上側に位置したが、2 つの関係に明確な差がみられなかった。

さらに、48 時間雨量でデータを分類した場合、雨量が 600mm 以下の場合の規模の大きい崩壊の出現頻度が最も小さく、次いで、600~800mm の規模の大きい崩壊の出現頻度が小さかった。48 時間雨量が 800mm 以上の 3 つの崩壊土砂量-出現頻度関係は、600~800mm より規模の大きい出現頻度は高かったものの、3 つの関係の間には明瞭な差はみられなかった。

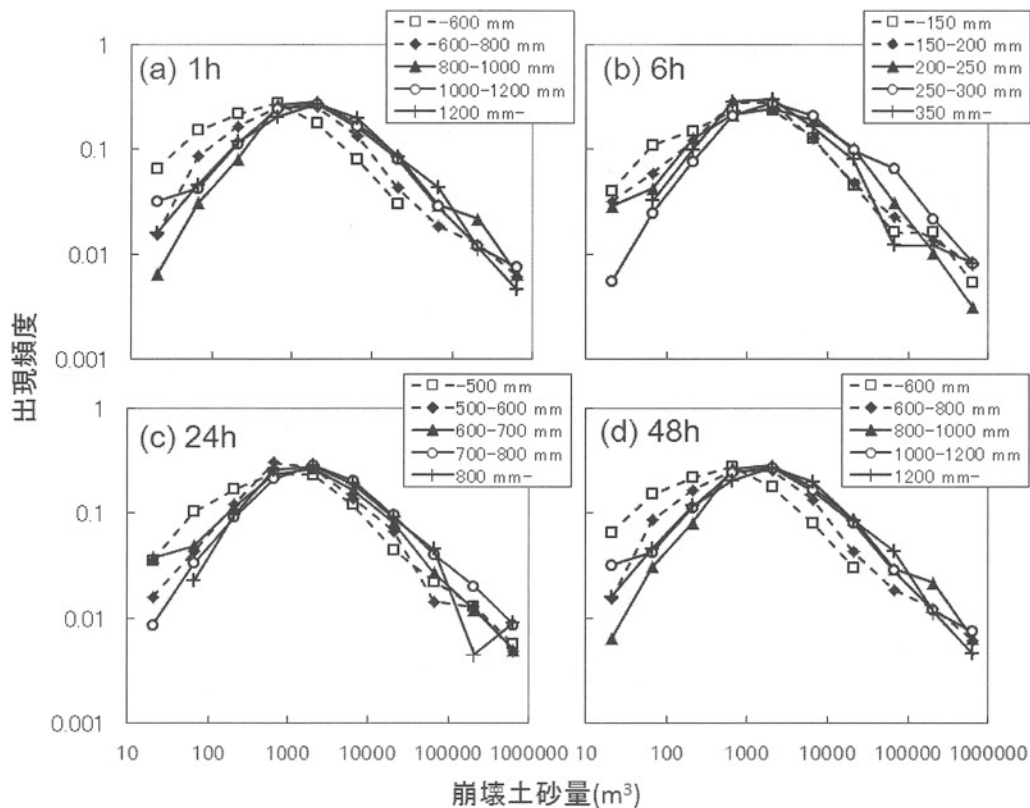


図-5 最大1、6、24、48 時間雨量と崩壊土砂量と出現頻度の関係

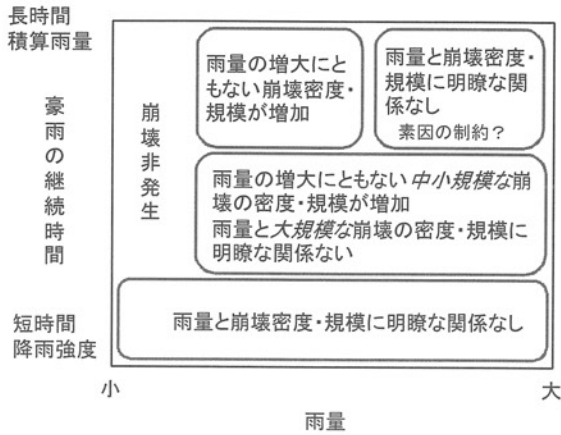


図-6 雨量が斜面崩壊の密度・規模に及ぼす影響の概念図

4. 考察と結論

(1) 雨量が崩壊密度・規模に及ぼす影響

以上の結果、雨量が崩壊密度・規模に及ぼす影響は図-6のように整理できる。すなわち、短時間の雨量は、崩壊密度や規模に及ぼす影響は小さかった(図-3～5)。一方、長時間の雨量(本研究の対象現象の場合は24時間以上)の場合、雨量は崩壊密度・規模に影響を及ぼすようになる。しかし、雨量と崩壊密度の相関係数は小さく(図-4)、規模の大きい崩壊に対する雨量の影響は相対的には小さい。また、長期間の雨量が大きくなればなるほど、密度・規模が大きくなり、密度・規模ともに頭打ちにある傾向が見られた(図-3、5)。

また、最大48時間雨量が最も規模の崩壊密度と相関が高い結果は、内田ら(2012)の深層崩壊の発生の有無を表現する降雨指標として、48時間雨量が適当であると結果と矛盾しない。

(2) 崩壊密度と規模に及ぼす素因の影響

ここでは、崩壊規模、密度に及ぼす素因の影響について考察する。本研究では崩壊に影響を及ぼす素因として、斜面勾配、標高、斜面方位について検討した。斜面勾配は一般的に最も斜面崩壊に影響の大きい地形条件の1つで、近年、深層崩壊であっても、勾配が急になるほど発生頻度が高まることが示されている⁶⁾。また、平石・千木良(2011)⁷⁾は、十津川流域にはほぼ同標高に遷急線が存在し、この遷急線に沿って大規模な崩壊が生じていることを示した。そこで、本研究でもこの結果を参照に標高を崩壊に影響しうる素因とした。また、堆積岩地域においては、斜面崩壊の発生が地盤構造(受け盤、流れ盤など)の影響を強く受けると考えられるため、

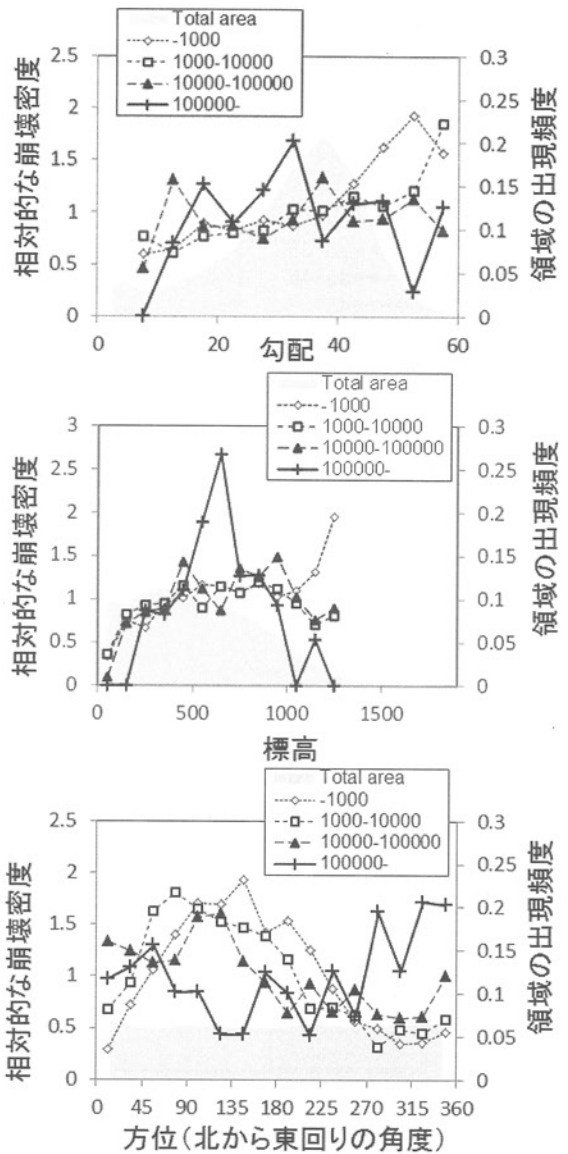


図-7 斜面勾配、標高、斜面方位と相対的な崩壊密度の関係。凡例の数字は崩壊土砂量 (m³)

斜面方位が斜面崩壊発生をコントロールする素因となると考えられてきた。

斜面勾配と崩壊密度の関係には、崩壊土砂量 10 万 m³ 以下の3つの関係は明瞭な正の相関が見られた(図-7a)。一方、崩壊土砂量 10 万 m³ 以上の場合、斜面勾配と崩壊密度の間には明瞭な相関関係が見られなかった。一方、斜面勾配 25° 以下の崩壊土砂量-出現頻度関係はやや下側に位置したが、他の3つの崩壊土砂量-出現頻度関係には斜面勾配による明瞭な差は見られなかった(図-8a)。

標高と崩壊密度の関係には、崩壊土砂量 10 万 m³ 以下の3つの関係は明瞭な傾向は見られなかった(図-7b)。一方、崩壊土砂量 10 万 m³ 以上の場合、標高が 500~700m のときに、崩壊密度が概ね 2 以上と特異的に高くなった。また、土砂量 10 万 m³ 以下の範囲では崩

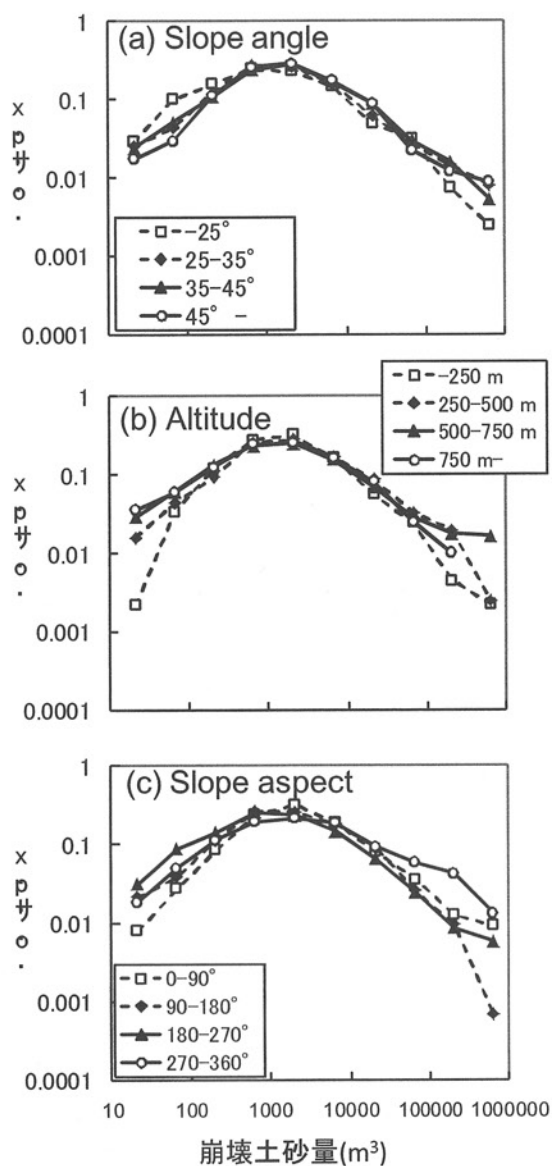


図-8 斜面勾配、標高、斜面方位と崩壊土砂量と出現頻度の関係

崩壊土砂量－出現頻度関係は標高による明瞭な差は見られなかった(図-8b)。一方、土砂量 10 万 m^3 以上の範囲では、標高による明瞭な差が生じ、標高 $500 \sim 750 \text{ m}$ の関係が明瞭に最も出現頻度が高かった。

斜面方位と崩壊密度の関係では、崩壊土砂量 1 万 m^3 以下の 2 つの関係は、北から東回りの方位角(以下、単に方位と呼ぶ)が $45^\circ \sim 180^\circ$ のとき、相対的な密度が 1 を上回り、 $1 \text{ 万} \sim 10 \text{ 万 m}^3$ の場合は方位が $0 \sim 135^\circ$ 密度が 1 を上回った(図-7c)。一方、崩壊土砂量 10 万 m^3 以上の場合、 10 万 m^3 以下の 3 つの場合と反対な $270 \sim 360^\circ$ で密度が 1 を上回った。さらに、方位が $270 \sim 360^\circ$ の大規模な崩壊の出現頻度が、他の 3 つの方位角に比べて明瞭に大きかった(図-8c)。

以上の結果より、崩壊土砂量 10 万 m^3 以上の斜面崩壊は標高、斜面方位の影響を強く受けており、長期的

な地形発達過程や地質構造の影響を強く受けている可能性が高い。台風 12 号による高雨量域は、大峰山脈や大台ヶ原の山頂付近の高標高域と重なっている(図-2)。すなわち、必ずしも雨量の増大に従い、土砂量 10 万 m^3 以上の崩壊密度が増大しなかった理由の 1 つは、素因(標高)として、土砂量 10 万 m^3 以上の斜面崩壊がおきやすい場所で雨量が大きくなかった可能性が考えられる。さらに、土砂量 10 万 m^3 以上の崩壊は、地質構造の影響も強く受けていることも考えられ、地質構造が崩壊の頻度・規模を制約していた結果、雨量が大きい範囲で、雨量が斜面崩壊の頻度・規模に影響しなくなる可能性が指摘できる。また、同様に、規模の小さい崩壊においても、素因の制約が、雨量と崩壊頻度・規模に影響を及ぼしている可能性が考えられる。以上、図-6 にまとめたように、台風 12 号による斜面崩壊状況から、

- ・非常に雨量が大きくなると斜面崩壊の頻度・規模に及ぼす雨量の影響が小さくなること
- ・雨量が影響しなくなる要因として、素因による頻度・規模の制約が考えられること

が分かった。

参考文献

- 1) 例えば、Murakami, Y., Shimizu, O., Sato, H., and Yamada, T.(2008):Sediment-related disaster caused by Typhoon 0310 Etau in Hidaka Region of Hokkaido, Japan, Int. J. Erosion Cont. Eng., Vol. 1, pp.30-37.
- 2) 例えば、Stark, C. P. and Hovius, N.(2001): The characterization of landslide size distributions Geophys. Res. Lett., Vol. 28, No. 6, pp. 1091-1094..
- 3) 例えば、野呂智之、倉本和正、小山内信智(2005):土砂災害発生危険基準線に対する客観的な設定手法の有効性土木技術資料 Vol.47 No.4 pp.26-31..
- 4) Guzzetti F. Ardizzone F., Cardinali M., Rossi M. and Valigi D. (2009) : Landslide volumes and landslide mobilization rates in Umbria, central Italy. Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 279, pp. 222-229
- 5) 内田太郎・岡本 敦・佐藤 匠・水野正樹・倉本和正 (2012):深層崩壊発生降雨の特徴、京都大学防災研究所「深層崩壊の実態、予測、対応」講演要旨集、pp.64-68
- 6) Uchida, T., Yokoyama, O., Suzuki, R., Tamura, K., Ishizuka, T. (2011):A new method for assessing deep catastrophic landslide susceptibility, Int. J. Erosion Cont. Eng., Vol. 4, pp.32-42.
- 7) 平石成美・千木良雅弘(2011):紀伊山地中央部における谷中谷の形成と山体重力変形の発生, 地形 Vol32, No.4, pp.389-409

(2012. 5. 9 受付)