

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―
The Spatial Distribution of Shallow Landslides Caused by the Mid Niigata Prefecture Earthquake in 2004
 - Analyses Focusing on the Data of 1:25,000 scale Damage Maps Prepared by GSI -

地理地殻活動研究センター 岩橋純子・佐藤 浩
 Geography and Crustal Dynamics Research Center Junko IWAHASHI and Hiroshi P. SATO
 新潟大学理学部 山岸宏光
 Faculty of Science, Niigata University Hiromitsu YAMAGISHI

要 旨

平成 17 年 12 月に地理調査部から公表された「平成 16 年新潟県中越地震 1:25,000 災害状況図」(以下,「災害状況図」という.) から,小規模な斜面崩壊約 7 千箇所の GIS データを取り出し,25m グリッド標高データ (GISMAP TERRAIN; 北海道地図株式会社),5 万分の 1 数値地質図 (竹内ほか,2004) を用いて,地形・地質条件に関する統計解析を行い,小崩壊が多発した斜面の傾向を調べた.また,中越地震の数ヶ月前 (平成 16 年 7 月) に,ごく近隣で発生した豪雨による斜面崩壊地のデータとの比較を行い,地震による小崩壊が起きた斜面の地形的特徴を考察した.その結果,次のような事が明らかになった.斜面傾斜の増大と共に崩壊率が著しく増大し,谷・凹型斜面,次いで,豪雨では崩壊率の低い尾根・凸型斜面で崩壊率が高かった.地質によって崩壊率に差が見られ,また,地層傾斜 (dip) によっても違いが見られた. Dip による違いは,崩壊率の異方性に影響を与えている.

1. はじめに

新潟県中越地震 (以下,「中越地震」という.) の本震は,2004 年 10 月 23 日に発生し,旧川口町で震度 7,小千谷市・旧山古志村・旧小国町で震度 6 強を観測した.マグニチュードは 6.8 と推定されている.震度 6 弱以上の地震は,本震を含めて 5 回発生し,いずれも,震源の深さは 13km 前後の内陸直下型地震であった.その後,同年 12 月末までの間に,有感地震の回数は 877 回に及んだ.死者は 59 人 (震災関連死を含む),住居被害は全半壊が 16,947 棟に及び,多いときで 10 万人が避難生活を余儀なくされた.土砂災害については,直接被害を及ぼしたものは,地すべり 131 件,がけ崩れ 90 件,土石流等 4 件と集計されているが,実際の発生件数ははるかに多い (以上,内閣府第 58 報 (平成 18 年 2 月 1 日現在) による).中越地震の本震の地震断層は,北北東―南南西方向の長さ 20km 程の逆断層で,西側が乗り上げたと推定されている (国土地理院,2004).

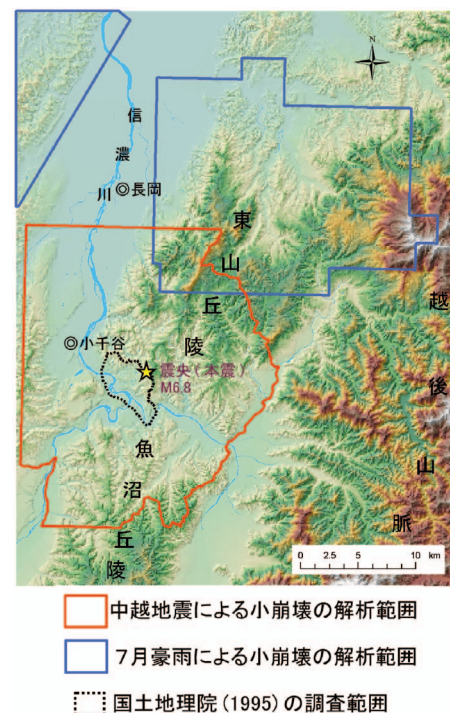


図-1 調査範囲

震災後,新潟県中越地震の災害状況図「小千谷」「山古志」「十日町」が,平成 17 年 12 月に地理調査部から公表されている.災害状況図は,発災前の国土地理院の空中写真 (1989,1991,1994 年撮影の 2 万分 1) 判読による地形分類上に,災害状況を判読した結果を重ねて表示されたものである.災害状況の判読には,発災直後に国土地理院や民間航測会社が撮影した 5 千分 1・1 万分 1・1 万 2 千分 1 のカラー空中写真が用いられた (鈴木ほか,2005). 図中には,地震の際生じた斜面崩壊地が,規模の大小により分類されて表示されている.そのうち,「斜面崩壊地 (小)」(以下,「小崩壊」という.) は,ほとんどが長さ数十 m 以下の規模のものである.このような小規模な崩壊は,大部分が表層崩壊であると推測されている (佐藤ほか,2005). 本研究では,小崩壊の位置データを用いて,地形・地質条件の統計解析を行った.

本研究の調査範囲は、図－1の赤枠である。災害状況図は上記の3面出ているが、5万分1数値地質図「長岡」「小千谷」(竹内ほか, 2004)と重ね合わせた関係で、「山古志」図幅を中心に解析した。調査範囲内には、北北東－南南西方向の複合背斜を伴う第三紀堆積岩類が多く分布し、多くの地すべり地が存在している(柳沢ほか, 1986; 小林ほか, 1991)。

小崩壊は、災害状況図中、滑落崖のラインのみで表現されている。解析にあたっては、滑落崖の重心点を用いて統計処理を行い、1km²辺りの崩壊個数を算出して結果を考察した。標高データは、2万5千分1地形図の等高線から作成された25mメッシュDEM (GISMAP TERRAIN, 北海道地図株式会社)を使用した。2万5千分1地形図は全国統一規格で作成されているため、他の事例との比較が今後可能である。また、25m程度のグリッド間隔は、小崩壊の平均的なサイズとスケールが合っており、2万5千分1地形図に描かれた地形を充分表現しており、なおかつ、補間計算によるエラーが比較的少ないと考えられる(Iwahashi et al., 2001)。斜面傾斜等の地形量は、グリッド間隔によって変動するものであるが、本研究で用いた25mDEMからの計算結果は、2万5千分1地形図の計測結果とほぼ対比できるものと考えられる。なお、等高線は、中越地震より前のものである。

中越地震による小崩壊は、標高100～500m程度の中山間地に多く分布しており、その多くが表層崩壊であろうと推測されている(佐藤ほか, 2005)。一般の山地斜面にも、地すべり地と同等かそれ以上に密に分布している(表－1)。

調査範囲(図－1赤枠)には、730個程度の大崩壊(「斜面崩壊地(大)」)が分布しているが、地質体毎の統計解析が、数的に不可能と考えられるため、本研究では対象にしなかった。なお、大崩壊は、写真判読で移動体が見えるような規模の崩壊で、表－1から推測されるように、小崩壊とは発生場所の傾向に違いが見られる。大崩壊は地すべり性の崩壊が中心であり、現地の個々の地質条件に大きく依るものと考えられる(Chigira and Yagi, 2006)。

本研究では、地震による小規模な斜面崩壊の地形的特徴を、豪雨による斜面崩壊の特徴と比較するために、隣接した地域で起きた平成16年7月の新潟・福井豪雨(以下、「7月豪雨」という。)による小崩壊の位置データ(山岸ほか, 2005)を一部用いて比較した。図－1の青枠がその範囲で、豪雨による斜面崩壊が約2570個含まれる。なお、この範囲は赤枠の範囲と一部重なっているが、災害状況図のデータのうち、7月豪雨による崩壊の可能性があると考えられる小崩壊は、統計解析の対象から削除した。ただし、その数はごく少ない。

本研究は、斜面崩壊を一括して統計的処理により空間的分布の特性を分析したものであるが、本研究とは別に、国土地理院では、斜面崩壊の形態的特徴に着目してその詳細な分類を行い、形態ごとの分布の特徴を明らかにする研究を行っている(関口・佐藤, 2006)。

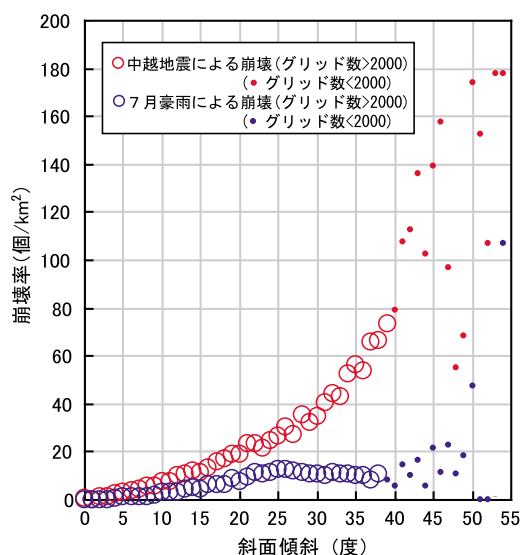
表－1 地形種毎の中越地震による小崩壊の崩壊率(個/km²)

Rank	地形種	小崩壊の崩壊率	大崩壊の崩壊率
1	山地斜面等(段丘崖を含む)	23.34	1.98
2	地すべり(移動体)	22.53	3.27
3	地すべり(滑落崖)	20.36	3.17

2. 小崩壊の崩壊率と地形

地震による斜面崩壊は、急傾斜地や凸部で起きやすい事が従来報告されている(釜井, 1989; 郎・中村, 1997; 横山・菊山, 1997)。本研究では、小崩壊の斜面傾斜毎・斜面型毎の崩壊率を求め、結果を検討した。

2. 1 斜面傾斜毎の崩壊率



図－2 中越地震・7月豪雨による小崩壊の斜面傾斜毎平均崩壊率

図－2は、中越地震・7月豪雨による小崩壊の平均崩壊率を、斜面傾斜1度毎に計算したものである。斜面傾斜の計算は、ArcGISのSLOPEコマンドで行った。このコマンドはHorn (1981)の手法を用いており、25mグリッドを用いた計算では、3×3画素の範囲すなわち50m四方で斜面傾斜を計算する。斜面傾斜毎の平均崩壊率は、ある斜面傾斜の区間で分布面積の大きい(グリッド数の多い)つまり統計的に信頼度の高い斜面傾斜の区間では、値のばらつきが小さく、何らかの関数に従う傾向がある。極急斜面は分布面積が大変小さいので、値にばらつきがある。

7月豪雨による崩壊率は、25度程度までは、斜面傾斜の増大と共に崩壊率が上がっていくが、それ以上では、分布面積の大きい斜面傾斜区間では、崩壊率は頭打ちになり、むしろ少し下がっていく。ある斜面傾斜に対して限界となる土層厚があることが明らかになっており（逢坂・塚本, 1987）、7月豪雨による崩壊を、表土層の厚さと関係が深かったと解釈すれば、崩壊率の頭打ち傾向は説明できる。一方、中越地震による崩壊率は、斜面傾斜の増大と共に単調に上昇していく。両者のグラフ型の違いには、地質の違いの影響もある。解析範囲の中で、中越地震の崩壊は主に堆積岩類の分布域、7月豪雨の崩壊は堆積岩類および守門岳火山岩類の分布域で起きているが、守門岳火山岩類の分布域では全体に崩壊率が低い上、25度以上の斜面では崩壊率が下がる事が、7月豪雨のグラフに影響を与えている。なお、堆積岩類の分布域でも、極急傾斜（>35度）な斜面では、豪雨による崩壊率は頭打ちになる。中越地震の小崩壊の斜面傾斜毎平均崩壊率は、表土層厚との関係は低く、斜面傾斜の増加に従って上昇し、斜面全体が崩壊で埋め尽くされるまで上昇し続けたと解釈できる。ただし、極急斜面の面積は小さいので、中越地震で小崩壊が起きた斜面傾斜の最頻値は30~35度である（図-3）。

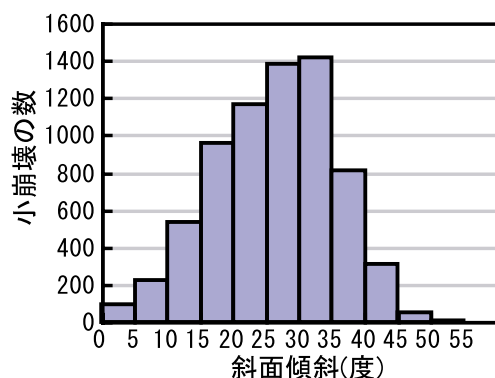


図-3 中越地震で小崩壊が起きた斜面傾斜の頻度分布

2.2 斜面型と崩壊率

図-4は、中越地震および7月豪雨による小崩壊の、山地斜面等における縦断・横断曲率毎崩壊率である。斜面の曲率は、ArcGISのCURVATUREコマンドを用いて計算した。このコマンドはZevenbergen and Thorne (1987)に基づいており、縦断・横断曲率をそれぞれ3×3画素の範囲で計算する。なお、曲率は、平坦地を含めるとゼロ付近の値の頻度が極端に多くなりその付近の崩壊率が下がるため、斜面傾斜が5度以上の斜面のみについて計算した。斜面傾斜が5度以上の斜面は、使用した25mグリッドDEMの計算結果では、災害状況図の「山地斜面等」とほぼ一致するエリアであり、段丘崖・丘陵地・山地に相

当すると考えられる。

水平・鉛直曲率の組み合わせによって、斜面型は9分類される（図-5）。図-6は、9つの斜面型の分布の様子を、曲率ゼロの等値線（変曲線；広義の遷急線）と合わせて例示したものである。表-2は、傾斜5度以上の斜面における斜面型毎の面積と崩壊率である。図-6、表-2に示されるように、尾根・凸型斜面と、谷・凹型斜面の分布は他と比べて少なく、変曲線（広義の遷急線）直下や線上に位置する事が多い。谷・凸型斜面は、広範囲に谷筋や下部谷壁斜面に分布している。

まず、表-2から、7月豪雨による崩壊では、尾根型および直線型斜面よりも、谷型斜面で崩壊率が高い。その中でも、谷・凸型斜面の崩壊率が最も高く、図-6から、豪雨の際には下部谷壁斜面や谷筋で崩壊が起きやすい事を示している。尾根型斜面の崩壊率は低い。

一方、中越地震による崩壊では、豪雨では低かった尾根型斜面の崩壊率が比較的高い。しかしながら、谷型斜面の崩壊率が低いわけではない。図-4とあわせると、中越地震による崩壊と曲率・斜面型の関係は、次のようにまとめられる。まず、全体として、尾根・谷にかかわらず、曲率の絶対値が大きい斜面ほど崩壊率が高かった。調査地域では、曲率の絶対値と斜面傾斜の間に明瞭な比例関係は見られないので、この現象は、斜面傾斜の影響とは独立したものである。また、谷・凹型斜面と尾根・凸型斜面で崩壊率が高い。これらの斜面は、図-6から、斜面型が変化する変曲線付近に多く分布しており、変曲線付近でも比較的崩壊しやすかったと解釈できる。

尾根や凸型斜面と地震による崩壊の関係についての報告は多く、その理由として、地震動が、自由端となる尾根付近で増幅される事が挙げられている（安江ほか, 1981）。

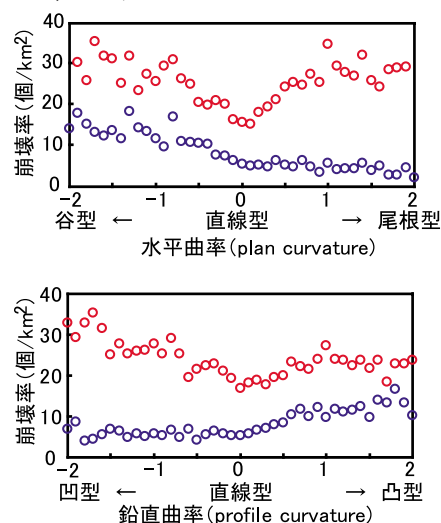
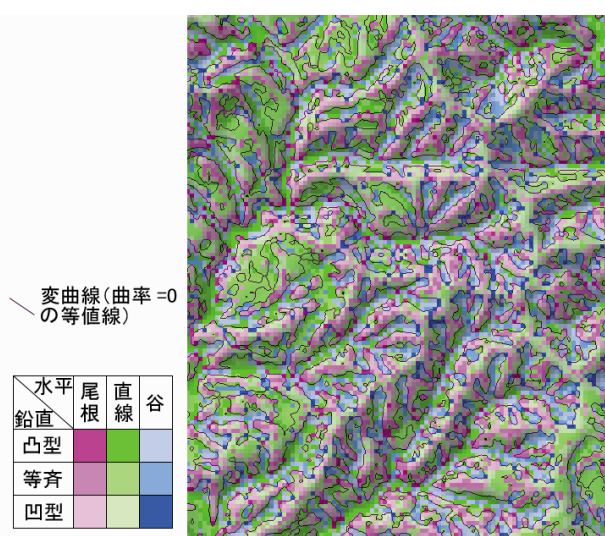


図-4 中越地震・7月豪雨による小崩壊の水平・鉛直曲率毎崩壊率（傾斜5度以上の斜面のみ）

		水 平 曲 率		
		+(尾根)	0(直線)	-(谷)
鉛直曲率	+(凸型)			
	0(等斉)			
	-(凹型)			

図－5 曲率による斜面型分類（鈴木(1997)を編集）



図－6 25mグリッドDEMから作成した斜面型分類と変曲線（調査地域の一部）

表－2 中越地震・7月豪雨による小崩壊の斜面型毎崩壊率（斜面傾斜5度以上の斜面のみ）

中越地震による小崩壊の崩壊率(個/km ²)		水 平 曲 率		
		尾根(+)	直線(0)	谷(-)
鉛直曲率	凸(+)	33.09	19.53	24.27
	等斉(0)	25.31	14.86	26.41
	凹(-)	29.97	22.69	38.29

7月豪雨による小崩壊の崩壊率(個/km ²)		水 平 曲 率		
		尾根(+)	直線(0)	谷(-)
鉛直曲率	凸(+)	6.90	8.97	14.41
	等斉(0)	4.48	4.99	11.33
	凹(-)	4.47	6.13	12.34

一方、谷・凹型斜面で崩壊率が高い事は、佐々木ほか（2006）でも、東山丘陵を対象にした別の解析手法から報告されているが、母数が少ないところで崩壊が発生したことによると解釈されている。しか

し、本研究の調査範囲では、谷・凹型斜面の面積が尾根・凸型斜面に比べて極端に小さいわけではなく、谷・凹型斜面のみを無視できる理由はないと考える。おそらく、変曲線付近でも崩壊が起きやすかった傾向が実際あったものと考えている。兵庫県南部地震の際にも、山地では遷急線付近で崩壊が多発した事が報告されており（沖村, 1996）、地震の崩壊にはそのような傾向があると考えられる。

3. 小崩壊の崩壊率と斜面方位・地質

5万分1数値地質図「長岡」「小千谷」（竹内ほか, 2004）で示される地層区分毎に、中越地震による小崩壊の崩壊率を計算した（表－3）。その結果、鮮新～更新統である魚沼層より、川口層など中新～鮮新統の比較的古い地層で崩壊率が高かった事が分かった。川口層などは本震の震源近くに分布しているのと比較して、魚沼層は震源からより遠方に分布している割合が多い。中新～鮮新統の中では、塊状泥岩より砂混じりの地層の方がより崩壊率が高い。これは、丸井ほか（2005）が砂層の存在と斜面崩壊の多発の関連について述べている事と調和的である。

表－3 中越地震による小崩壊の地層区分毎崩壊率（面積10km²以上の地層のみ、9位以下は省略）

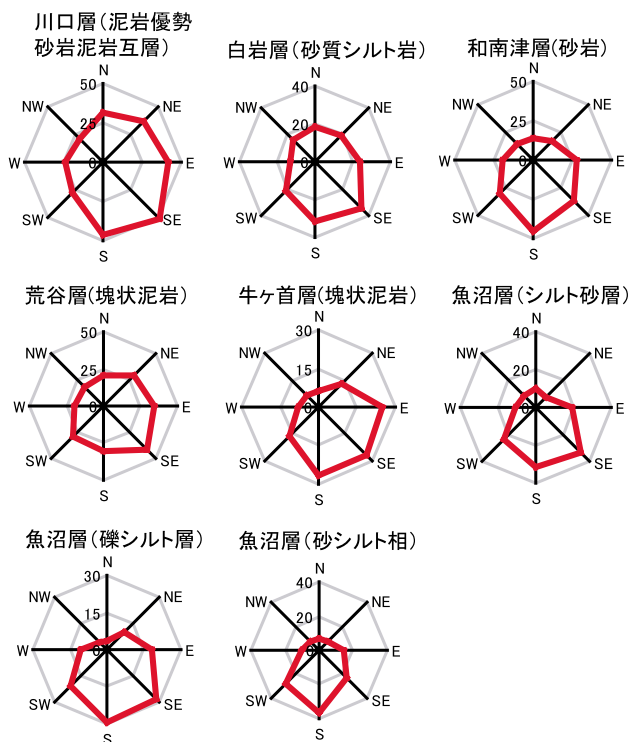
Rank	岩相区分	地層区分	平均勾配(度)	崩壊率 (個/km ²)
1	泥岩優勢 砂岩泥岩互層	川口層	21.9	40.19
2	砂質シルト岩	白岩層	20.5	33.16
3	砂岩	和南津層	20.3	30.19
4	塊状泥岩	荒谷層	18.2	27.61
5	塊状泥岩	牛ヶ首層	20.0	25.61
6	シルト砂相	魚沼層	18.5	18.52
7	礫シルト相	魚沼層	20.2	16.85
8	砂シルト相	魚沼層	18.0	16.45

地層区分毎に、小崩壊の斜面方位毎崩壊率を求めると、はっきりした異方性があり、南向き斜面もしくは南東向き斜面で崩壊率が高い（図－7）。小崩壊の判読には5機関が別々に撮影した5千分1～1万2千分1の高解像度の空中写真が使用されており（鈴木ほか, 2005）、影の部分の見落としの影響は考えづらい。また、同様の事は、山岸ほか（2005）・佐々木ほか（2006）でも報告されている。

斜面崩壊で異方性が認められた例は過去にいくつかある。兵庫県南部地震の際、六甲山地における斜面崩壊の発生率は、北西から南東方向に向かって崩壊した斜面で圧倒的に高く、この理由は、地山の急斜面の分布傾向によると推測されている（沖村, 1996）。地震による崩壊ではないが、丹沢山地（南向き斜面）、阿武隈山地（北向き斜面）でも、斜面崩

壊の異方性が報告されており、その原因は、凍結・融解の影響や冬の季節風による森林の生育阻害の影響など、気候に求められている（柴原, 2001）。

中越地震に於ける小崩壊の発生率の異方性の原因について、いくつかの角度から考察した。



図－7 表－3の各地層における斜面方位毎崩壊率（個/km²）。小崩壊の個数はそれぞれ合計 300～1340 個程度。

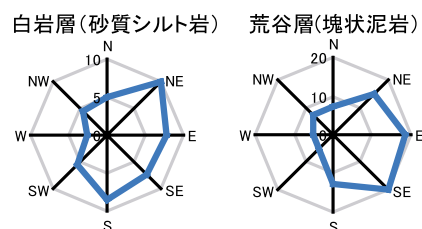
3. 1 地震動あるいは気候の影響について

地震動の大きさは、地震によって発生する地すべりや崩壊の規模に影響を与える（Keefer, 1994）ほか、地震断層との位置関係は、崩壊の分布密度（崩壊率）に影響がある（郎・中村, 1997；佐藤ほか, 2005）。綱木ほか（1994）は、地震によるのり面崩壊に寄与の高い要因として、勾配、斜面形状（縦断）、土質・固結度・風化度の次に、地震加速度を挙げている。一方で、地震動の卓越方位が崩壊の発生位置に影響を与えるか否かは、まだよく分かっていない。

中越地震の際の地震動の卓越方位については、場所によって異なるものの、推定地震断層に直交する方位に大きかったという見方が大勢である。小千谷市街では、東北東－西北西方向の揺れが大きかったと推定されている（小林ほか, 2005）。また、大川ほか（2005）は、橋脚等土木構造物の被害から、旧川口町付近の信濃川沿いの地震動卓越方位も同じ方位であると推測している。片岡ほか（2006）は、妙見堰の地震動について、北西－南東方向の揺れが非常に強かった事、震源近傍では、斜面の石が北北西方向

に跳んだ事を示している。以上から、中越地震においては、調査地域では、おそらく、東西あるいは北西－南東方向の地震動が大きかったのではないかと推測される。従って、仮に、地震動の卓越方位が小崩壊の崩壊率の卓越方位に強い影響を与えたとすると、東西あるいは北西－南東方位で崩壊率が高くなるはずである。しかし、卓越方位は東向きや南東向き、南向きが多く、北西向きや西向きの卓越傾向は見られない。

中越地震の小崩壊は、主に標高 100m～500m 付近に多く分布しているが、標高 100m と 500m では、気温が 2 度ほど違う。また、気象庁のアメダスデータによると、標高 98m の小出では、ここ 30 年ほどの 1・2 月の平均気温は 0 度である。また、新潟地方では、冬季に、北西から強い季節風が吹くことがよく知られている。従って、当初、中越地震の際、南東向き斜面で小崩壊の崩壊率が高かった事は、凍結・融解の影響や、積雪量の影響が強いのではと考えられた。しかし、7 月豪雨との比較によって、この地域の小崩壊に関しては、気候の影響、すなわち表土の状態の影響は、少なくとも大きいものではないと考えるに至った。その理由は、まず、図－3 の解釈から考えられるように、地震による斜面崩壊は、雨による崩壊ほど、表層物質の厚さの影響を受けないのではないかと考えられる点。次に、中越地震及び 7 月豪雨の被害域双方に分布している同じ地質体の斜面方位毎崩壊率の比較結果である（図－8）。



図－8 白岩層砂質シルト岩・荒谷層塊状泥岩における 7 月豪雨による小崩壊の斜面方位毎崩壊率（個/km²）。小崩壊の個数は 130 および 224 個。

図－8 は、白岩層砂質シルト岩・荒谷層塊状泥岩の、調査範囲内の、7 月豪雨による斜面方位毎崩壊率を示したものである。両者共、調査地内では東山丘陵に分布している。図－7 の該当グラフと比較すると、7 月豪雨による崩壊の方が、より東斜面の傾向が強く、まず、中越地震で南向き斜面の崩壊率が高かった事は、凍結・融解の影響ではないことが分かる。一方で、小崩壊の個数が多い荒谷層塊状泥岩では、中越地震より方位分布とかなり似通っており、何か、共通の原因もある事が暗示されている。この共通の原因とは、地質構造によるものと考えている。ただし、ここで、未解決な点が 1 つ残っている。南

向き斜面の崩壊率の卓越傾向である。特に、魚沼層での崩壊率の異方性は、地質構造からは余り説明できない(3.2)。さらに、図-8で示されるように、同じ地層の斜面でも、地震による崩壊の方が、より、南向き斜面での崩壊率が高い。南向き斜面で崩壊を多発させるような要因が、どこにあったのか、現時点では、不明のままである。

次項で、地質構造が斜面方位毎崩壊率の異方性(東～南東)に与える影響を分析する。

3.2 地質構造の影響について

中越地震の際、表層崩壊や小規模な斜面崩壊は受け盤の急斜面で多かったと報告されている(八木ほか, 2005; 佐々木ほか, 2006)。

本研究では、荒谷背斜西翼・峠背斜東翼・時水背斜東翼・小松倉背斜西翼・田麦山背斜東翼の4地区(図-9)を選び、斜面方位毎の崩壊率と地層傾斜(dip; 斜面傾斜との混同を避けるため以下、「dip」という。)の関係について解析を行った。これらの地区は、dipの方向が一定しており(柳沢ほか, 1986; 小林ほか, 1991)、さらに、小崩壊が数多く起こった地区である。ドーム構造を示すとされる部分は省き、dip方位が一定している部分を取り上げている。

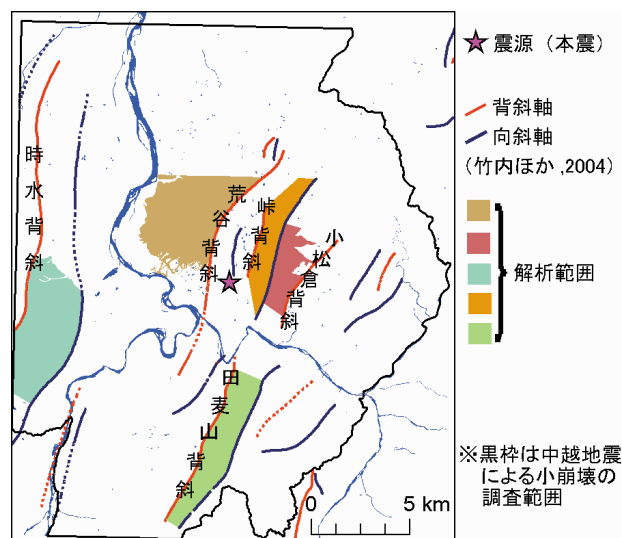


図-9 背斜軸の分布(竹内ほか, 2004)と解析範囲

このうち、時水背斜東翼と田麦山背斜東翼は、魚沼層が主に分布する地域であり、他は川口層などもっと古い地層が主である。中越地方の褶曲は非対称であり、dipは、時水背斜では西翼側で大きい、東山丘陵および魚沼丘陵に属する残りの褶曲では、すべて東翼側で大きい(柳沢ほか, 1986)。各地区の全斜面の方位分布を作成すると、背斜軸に直交する方位の斜面の頻度が高く、さらに、dipが急な方位の頻度がより高く、褶曲山地の状況をよく反映している。全斜面の方位分布のうち、最も頻度の高い方

位が、地域全体としての、大まかな流れ盤方位を指していると考え、この方位と一致する方位の斜面を「流れ盤」、直交する方位の斜面を「走向」、反対の方位を「受け盤」、さらに走向と中間の方位をそれぞれ「やや流れ盤」「やや受け盤」に分類し、各地区について、地質構造毎の崩壊率を計算した(図-10)。

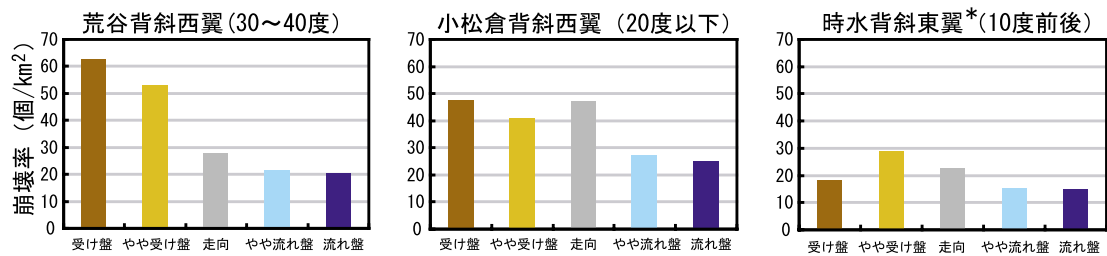
図-10から、地質構造によって、東向きあるいは南東向き斜面で崩壊率が高くなるようないくつかの要因が明らかになった。要因は、dipの大きさと、地層によって分けられる。

まず、dipが比較的小さい3地区(荒谷背斜西翼・小松倉背斜西翼・時水背斜東翼)では、受け盤・やや受け盤を合わせた崩壊率の方が、流れ盤・やや流れ盤を合わせた崩壊率より高かった。ただし、魚沼層分布域(時水背斜東翼)では、川口層・白岩層・和南津層・牛ヶ首層など中新～鮮新統の地層が中心に分布する他の地域と違って、その傾向は余り強くない。そして、dipが大きい2地区(峠背斜東翼・田麦山背斜東翼)では、崩壊率と地質構造の関係は上記3地区とは異なっており、川口層・白岩層・和南津層・牛ヶ首層など中新～鮮新統の地層が中心に分布する地域(峠背斜東翼)では、流れ盤斜面の崩壊率が少し高い。魚沼層が分布する田麦山背斜東翼地区では、地質構造は崩壊率の異方性にほとんど影響を与えていないと考えられる。

調査地域の大部分は東山丘陵・魚沼丘陵である。東山丘陵・魚沼丘陵は、褶曲軸の東翼の方がdipが大きい(柳沢ほか, 1986)、図-10から崩壊率が高いと推定されるdipが小さい受け盤斜面・dipが大きい流れ盤斜面は、いずれも、東向きあるいは南東向き斜面が大勢と考えられる。従って、図-7の、東向きあるいは南東向き斜面の崩壊率の卓越傾向の大部分は、特に、川口層・白岩層・和南津層・牛ヶ首層など中新～鮮新統の地層の分布域では、地質構造の影響であると説明できる。

表-4は、各地区の、受け盤および流れ盤斜面の平均傾斜を、すべての斜面と崩壊地について求めたものである。受け盤斜面の傾斜の平均値は、必ず流れ盤斜面のそれより大きい。また、流れ盤斜面の方が、受け盤斜面より平均して3～10度低角でも崩壊しており、支持力は流れ盤の方が小さい。このように、受け盤・流れ盤斜面は、それぞれ別の、斜面崩壊が起きやすい条件を持っており、どちらの脆弱性が上回るかは、図-10から、dipの大きさによると考えられる。なお、受け盤の崩壊について、地山(全斜面)の受け盤・流れ盤の平均傾斜の差が大きい地区(峠背斜東翼・時水背斜東翼)、あるいは受け盤斜面の平均傾斜が大きい地区(峠背斜東翼・荒谷背斜西翼)で、必ず受け盤斜面側の崩壊率が高いというわけではない。つまり、単に受け盤斜面の方がより

地層傾斜緩



地層傾斜急

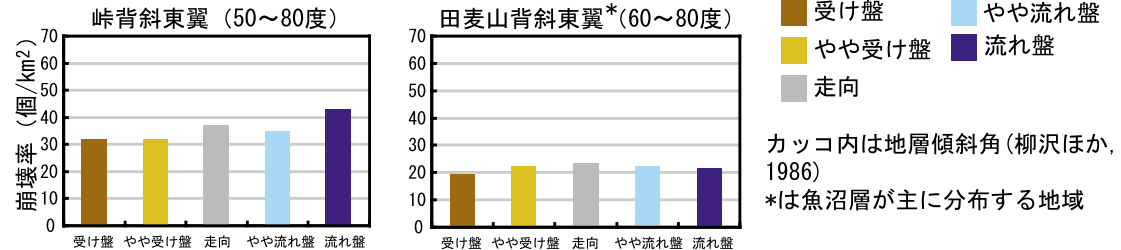


図-10 地質構造と中越地震における小崩壊の崩壊率の関係

表-4 各解析範囲(図-9)における, 全斜面および, 中越地震により小崩壊が発生した斜面の, 受け盤・流れ盤平均傾斜

	全斜面平均傾斜(度)		小崩壊平均傾斜(度)	
	受け盤	流れ盤	受け盤	流れ盤
荒谷背斜西翼	23.0	18.7	28.6	21.4
小松倉背斜西翼	20.7	18.2	27.1	20.1
時水背斜東翼	17.6	12.5	23.6	16.2
峠背斜東翼	26.6	19.5	34.3	24.0
田麦山背斜東翼	21.2	19.0	27.9	24.8

急傾斜であるから崩壊率が高いのではなく, 崩壊多発の要因は地質構造そのものにある。

4. 旧崩壊地の再崩壊について

国道 17 号沿いのごく一部のエリアであるが, 調査地域内では, 平成 6 年度に, 5 千分 1 レベルの詳細な地形分類図が作成されており, 崩壊地形についても記載されている(国土地理院, 1995)。地形判読に利用された空中写真は 1976 年撮影のもので, 現地調査は 1994 年に行われている。この崩壊地形について, 中越地震によって再崩壊したか否かを調査した。調査範囲は図-1 の点線の枠内で, 中新~鮮新統の, 比較的古い堆積岩類が分布している。国土地理院(1995)の崩壊地形は, 「大規模崩壊跡地」「崩壊跡地」「表層崩壊地」の 3 種類に分類されており, 幅 20 m 程度のものを中心として, 数十 m までの規模である。「大規模崩壊跡地」に分類されたものも, 規模的には中越地震の小崩壊と同じ程度である。「大規模崩壊跡地」に分類されるものが最もフレッシュで, 「崩壊跡地」は, 植生がかなり回復している不明瞭なもの, 「表層崩壊地」は, ごく浅い崩壊跡地である。これらの崩壊地形は, 一度ではなく多時期の豪雨などによって, 写真撮影時期までに形成されたものと考えられる。崩壊跡地と, 中越地震による小崩壊のデータを重ね合わせ, 同じ場所あるいは直近で斜面崩壊が起きたかどうかを調査した(図-11)。

「大規模崩壊跡地」に分類されるものが最もフレッシュで, 「崩壊跡地」は, 植生がかなり回復している不明瞭なもの, 「表層崩壊地」は, ごく浅い崩壊跡地である。これらの崩壊地形は, 一度ではなく多時期の豪雨などによって, 写真撮影時期までに形成されたものと考えられる。崩壊跡地と, 中越地震による小崩壊のデータを重ね合わせ, 同じ場所あるいは直近で斜面崩壊が起きたかどうかを調査した(図-11)。

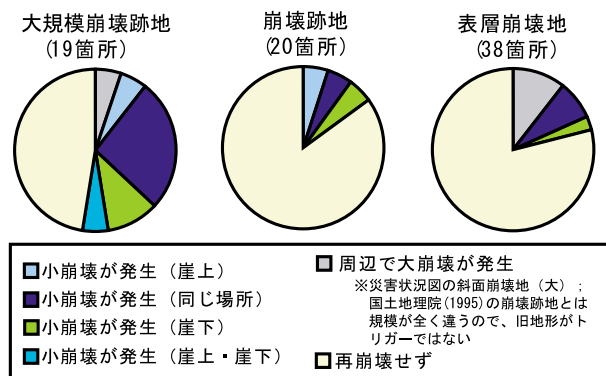


図-11 既存の旧崩壊地(国土地理院, 1995)の中越地震による変化

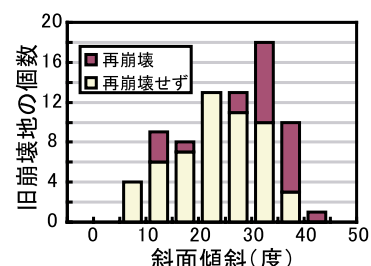


図-12 斜面傾斜毎の旧崩壊地の個数と中越地震における再崩壊の有無

地震前に明瞭だった「大規模崩壊跡地」は、半数以上が、同じ場所あるいは直近で再崩壊している。それ以外では、再崩壊した例はそれほど多くない。そして、崩壊跡地の斜面傾斜との関係を見ると（図-12）、やはり、斜面傾斜が急な崩壊跡地の方が、再崩壊しやすかった。

5. まとめ

本研究の分析結果から、中越地震による小崩壊の崩壊率の傾向は、次のようにまとめられる。

- 1) 斜面傾斜の増大と共に崩壊率は上昇した。豪雨による崩壊ほどには、表層物質の有無の影響を受けなかった。
- 2) 縦断・横断曲率の増大と共に崩壊率は上昇した。豪雨による崩壊では崩壊率が低い尾根型斜面でも、地震では崩壊率が高かった。ただし、変曲線（曲率ゼロの等値線；広義の遷急線）付近でも崩壊しやすかった傾向がある。最も崩壊率が高かったのは、谷・凹型斜面、次いで尾根・凸型斜面である。
- 3) 魚沼層より、川口層・白岩層・和南津層・荒谷層・牛ヶ首層など、中新～鮮新統の地層で崩壊率

が高かった。中新～鮮新統の中では、塊状泥岩より砂混じりの地層の方がより崩壊率が高かった。

- 4) 川口層・白岩層・和南津層・荒谷層・牛ヶ首層など中新～鮮新統の地層が多く分布する地域のうち、dip が小さい斜面では、受け盤斜面で崩壊率が高かった。また、dip が大きい斜面では、流れ盤斜面の崩壊率の方がわずかに高かった。
- 5) 魚沼層が多く分布する地域では、地質構造と崩壊率の関係は統計には現れない。
- 6) 中越地震による崩壊では、4) の地質構造で説明の付く東・南東向き斜面のみでなく、南向き斜面の崩壊率の高さが目立っている。この現象は、現在までの所、説明できる要因はまだ見つからない。
- 7) 地震前に明瞭な崩壊跡地があった斜面は、半数以上が地震によって再崩壊した。古い不明瞭な崩壊跡地が再崩壊した例は、それほど多くない。崩壊跡地の中では、急傾斜の斜面がやはり崩壊しやすかった。

参考文献

- CHIGIRA, M., YAGI, H. (2006) : Geological and geomorphological characteristics of landslides triggered by the 2004 Mid Niigata prefecture earthquake in Japan, *Engineering Geology*, 82, 202-221.
- HORN, B.K.P. (1981) : Hill shading and the reflectance map. *Proceedings of the IEEE*, 69(1), 14-47.
- IWAHASHI, J., WATANABE, S., FURUYA, T. (2001) : Landform analysis of slope movements using DEM in Higashikubiki area. *Computers & Geosciences*, 27(7), 851-865.
- 釜井俊孝 (1989) : 1987 年千葉県東方沖地震による上総丘陵の斜面崩壊 — 崩壊の分類と安定の検討 —, 地すべり, 26(1), 16-25.
- 片岡正次郎, 松本俊輔, 長屋和宏, 日下部毅明 (2006) : 地震と地震動, 平成 16 年 (2004 年) 新潟県中越地震土木施設災害調査報告, 国土技術政策総合研究所研究報告, 27, 1-8.
- KEEFER, D.K. (1994) : The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions, *Geomorphology*, 10, 265-284.
- 小林巖雄, 立石雅昭, 吉岡敏和, 島津光夫 (1991) : 長岡地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 132.
- 小林健太, 豊島剛志, 大川直樹, 播磨雄太, 大橋聖和, 大友隆文, 小久保晋一, 荻原知之, 洞口圭史, 山本亮 (2005) : 2004 年新潟県中越地震の強震動方向—小千谷市街地における解析, 新潟県連続災害の検証と復興への視点 — 2004. 7. 13 水害と中越地震の総合的検証 —, 新潟大学・中越地震新潟大学調査団, 46-49.
- 国土地理院 (1995) : 平成 6 年度国道 17 号 (川口町中山石塚～相川天納) 災害対策調査土地条件調査 報告書 (平成 7 年 1 月 建設省国土地理院), 66. (付図 1 : 5,000 防災土地条件図 2 枚)
- 国土地理院 (2004) : 平成 16 年 (2004 年) 新潟県中越地震に伴う地殻変動 (第 3 報), 記者発表資料, 平成 16 年 10 月 24 日 (日) 20 時 45 分. (<http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2004/1024-3.htm>)
- 郎 焜華・中村浩之 (1997) : 地震による崩壊の特徴とそのモデル斜面における理論的解析 — 中国永登地震を例として —, 地すべり, 34(3), 25-33.
- 丸井英明, 渡部直喜, 川邊 洋, 権田 豊 (2005) : 中越地震による斜面災害と融雪の影響について, 新潟県連続災害の検証と復興への視点 — 2004. 7. 13 水害と中越地震の総合的検証 —, 新潟大学・中越地震新潟大学調査団, 148-155.
- 大川秀雄, 保坂吉則, 神立秀明 (2005) : 土木構造物の被害, 新潟県連続災害の検証と復興への視点 — 2004. 7. 13 水害と中越地震の総合的検証 —, 新潟大学・中越地震新潟大学調査団, 88-96.

- 逢坂興広, 塚本良則 (1987): 自然斜面の土層の厚さについて, 緑化工技術, 12(3), 1-6.
- 沖村 孝(1996): 六甲山地における山腹斜面の崩壊, 兵庫県南部地震と地形災害, 日本地形学連合編, 110-126.
- 佐々木靖人, 塩見哲也, 阿南修司 (2006): 地形・地質, 平成16年(2004年)新潟県中越地震土木施設災害調査報告, 土木研究所報告, 203, 1-24.
- 佐藤 浩, 関口辰夫, 神谷泉, 長谷川裕之, 秋山實, 小白井亮一 (2005): 新潟県中越地震で生じた斜面崩壊と地質, 積雪深データの重ね合わせ, 国土地理院時報, 107, 79-90.
- 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(3), 14-26.
- 柴原俊昭 (2001): 山地の斜面崩壊に与える森林の影響について, 理工研 NEWS, 30, 日本大学理工学部理工学研究所.
- 鈴木義宜, 丹羽俊二, 田口益雄, 関崎賢一, 長谷川 学, 飯田誠, 門脇利広 (2005): 新潟県中越地震の災害状況図作成について, 国土地理院時報, 107, 53-63.
- 鈴木隆介 (1997): 建設技術者のための地形図読図入門, 第1巻 読図の基礎, 古今書院, 200.
- 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.
- 綱木亮介, 蒲原潤一, 大浦二郎 (1994): 可能性回帰分析による地震時斜面の崩壊危険度判定手法, 地すべり学会関西支部シンポジウム「地震による地すべり」, 53-62.
- 八木浩司, 山崎孝成, 守岩勉, 渥美賢拓 (2005): 2004年新潟県中越地震にともなう地すべり・崩壊分布 —その特徴と微細判読事例—, 応用地質, 46(3), 23.
- 山岸宏光, 丸井英明, 渡辺直樹, 川邊洋 (2005): 2004年新潟県中越地域2大同時多発斜面災害の特徴と比較. 新潟県連続災害の検証と復興への視点 —2004.7.13 水害と中越地震の総合的検証—, 新潟大学・中越地震新潟大学調査団, 140-147.
- 柳沢幸夫, 小林巖雄, 竹内圭史, 立石雅昭, 茅原一也, 加藤碩一 (1986): 小千谷地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 177.
- 安江朝光, 岩崎敏男, 川島一彦, 仲野公章 (1981): 斜面の地震応答特性の解析, 土木技術資料, 23(4), 21-26.
- 横山俊治, 菊山浩喜 (1997): 1995年兵庫県南部地震時に発生した六甲花崗岩地域の斜面崩壊の運動様式と機構, 地すべり, 34(3), 17-24.
- ZEVENBERGEN, L. W., THORNE, C. R. (1987): Quantitative analysis of land surface topography, Earth Surface Process and Landforms, 12, 47-56.