

2011年4月4日

## 2011年長野県北部地震による斜面災害の調査報告（速報）

地盤災害研究部門（山地災害環境・傾斜地保全）

### 概要

3月12日に発生した長野県北部地震（M6.7）によって、落石、表層崩壊、大規模崩壊、地すべり、雪崩などの斜面構成物質の移動現象が発生した。発生箇所は震源断層の上盤側、主として信濃川左岸側の河岸段丘崖や山地斜面、さらに新潟県内の丘陵山間地である。ただし、調査の結果ではこれらの発生頻度は低く、発生箇所も限定的であった。震央近くには多くの地すべりが分布するが、地震時に再活動したものは極めて少なかったと言える。この一因は、積雪が2-3mあり、それが地すべりの変位を抑制したためであると推定される。

大規模な地すべり・崩壊は、震央距離11km以内の5か所で発生し、3か所は地すべり（新潟県十日松之山区中尾、月池、赤倉）、残りの2か所（長野県栄村北信、新潟県津南町辰口）、は崩壊である。幸いなことに人的被害はなかったが、一部では天然ダムが形成され、今後の決壊・土石流が懸念される。地震時には、積雪深は2mから3mであった。

地すべりの内、中尾のものは、尾根の末端に位置していた古い地すべりの再活動、月池のものは、細長い尾根の末端に生じ、滑落崖は断層に沿って形成された初生地すべりであった。赤倉のものは、下部を東川の侵食によって切断された斜面で発生した初生地すべりであった。これらは、いずれも主にシルト岩からなる流れ盤斜面である。北信で発生した崩壊は2つあり、いずれも、非常に大規模な地すべりの末端で生じたもので、また、発生前に斜面下部に崩壊があり、それが拡大したものである。下流側の崩壊堆積物は下流面でさらに2次的に崩壊して、雪とともに流下し、レクリエーション施設の近傍を通過した。下流側堆積物の上流側には池が形成され、また、この堆積物は細粒分にも富むことから、今後の決壊・土石流発生が懸念される。辰口の崩壊は、急斜面の崩壊物が雪面に落ち、それとともに流下したものである。これら2か所の崩壊は、雪とともに移動したものであるため、高い流動性が予期されたが、見かけの摩擦角は、北信(下流側)が $16^{\circ}$ 、辰口が $19^{\circ}$ であった。

家屋の被害はかなり局所的で、主に6強の地域に限られるようである。

### 1. はじめに

3月12日に発生した長野県北部地震による地すべり・崩壊の調査を、次のように行った。その結果をとりまとめる。なお、これらの位置や特徴などの初期的情報としては、土木研究所土砂管理研究グループ雪崩・地すべり研究センターの速報結果を参考にした。また、アジア航測撮影の空中写真も参考にした。

調査日：2011年3月27日～3月30日

調査者：

京都大学防災研究所：千木良雅弘，松浦純生，松四雄騎，黒木雅弘（M1）

北見工業大学：山崎新太郎

長野県北部地震の概要（気象庁 3 月 12 日午前 8 時発表，図-1）

3 月 12 日午前 3 時 59 分

M6.7，深さ 8km

北西-南東方向に圧力軸を持つ逆断層型

最大深度 6 強

同日 04 時 31 分と 05 時 42 分には、長野県栄村（サカエムラ）で最大震度 6 弱を観測する余震

## 2. 地すべり・崩壊

図-1 に、地震による地すべり・崩壊の分布を示す。次に、これらの特徴についてとりまとめる。図示した範囲には、中新世から鮮新世，更新世の地層，および更新世から完新世の段丘堆積物が分布している（竹内他，2000）。

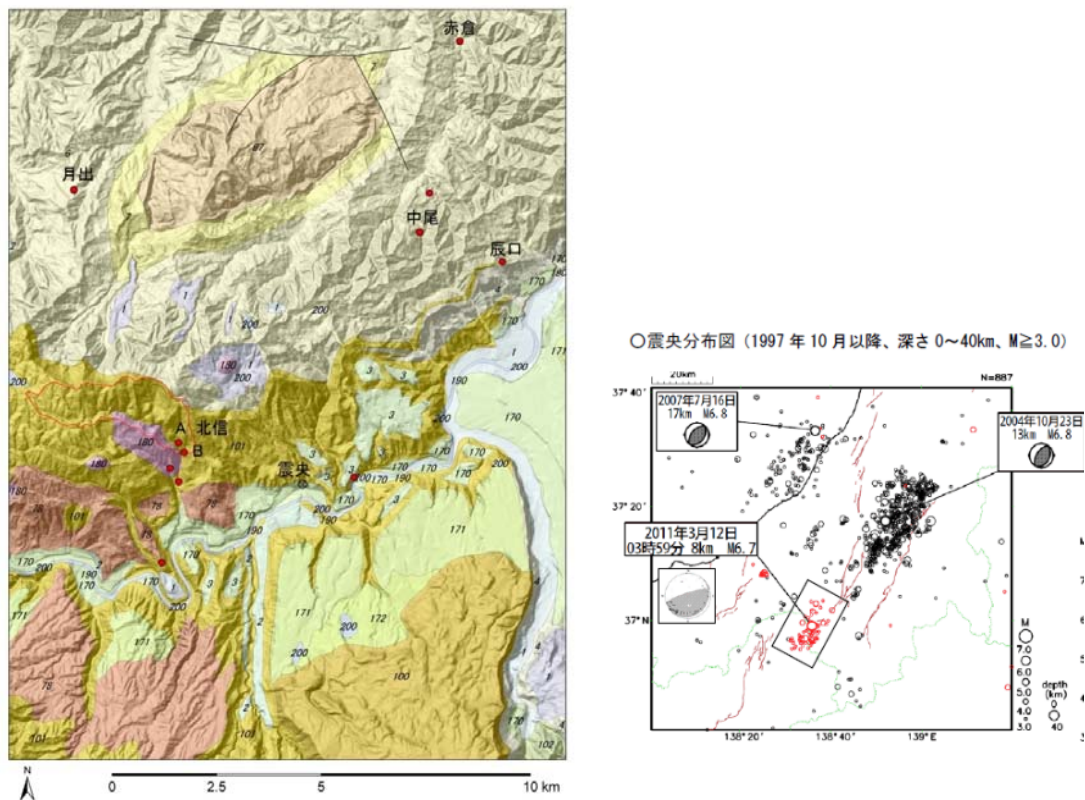


図-1 長野県西部地震の震央と比較的大規模な崩壊・地すべりの分布(左)と震央分布(右，気象庁による)

## 2.1 崩壊

### 1) 辰口

比高 150m の急崖が崩壊し、谷沿いに流下した。崩壊最上部から末端までの水平方向長さ 800m, 標高差 270m。見かけの摩擦角は 19 度であった。周辺には約 2m の積雪があり、崩壊土石は谷中の雪に衝突し、それを押し出すような形で谷沿いを移動したとみられる。その結果、堆積域の縁には溶岩堤防状の皺様の高まりがみられ、堆積物の縁には雪が多く、内側には土石が多くなったと推定される。谷が屈曲するところでは、堆積物は屈曲の外側で内側よりも

15m 高くまで達していた。屈曲の外側で土砂が通過した高さよりも約 20m 高い部分まで灌木が倒されている部分があり、これは雪煙のような爆風によって灌木がなぎ倒されたものようである。堆積域下部では、堤防様の高まりは、内部の堆積面から約 5m 高かった。

崩壊したのは、鮮新から更新世の魚沼層の砂岩・泥岩・礫岩からなる傾斜 45-60 度の受け盤急斜面。5m 程度の厚さの岩塊が崩壊面の下方に残存するため、崩壊深は最大 5m 程度と見積もられる。

今後崩壊面に残存する土砂が再移動する可能性はあるが、その体積はさほど大きくないため、大規模な土石流として下流域に被害を及ぼす可能性は低いと考える。



図 2 辰口の崩壊

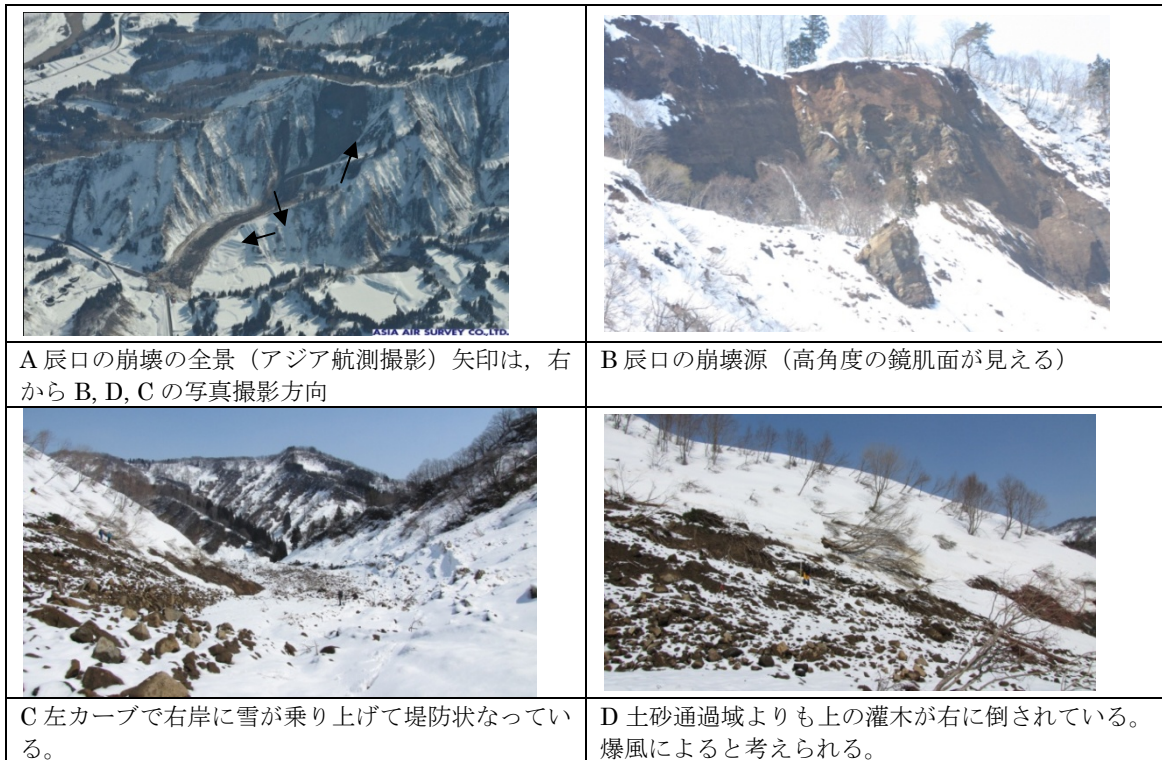


図-3 辰口の崩壊状況

## 2) 北信

中条川上流で大規模な崩壊が 2 か所で発生した (図-3 の A, B)。この周辺の積雪は 2m 程度である。

### 崩壊 A

南南西に伸びる尾根の末端が崩壊。崩壊斜面は傾斜 50 度程度の急斜面。崩壊の高さは 90m, 幅 150m。崩壊堆積物は、厚さ 10m として約 20 万立方メートル程度と見積られる。さらに、崩壊斜面の上方斜面も緩んでいて、最上部に開口亀裂が認められた。全体で高さ 200m の範囲の斜面が不安定化している。この不安定化した斜面の最上部はやや平坦になっている。

崩壊堆積物は、大部分崩壊源の直下に堆積し、堆積物上には灌木が載っており、斜面上方に向けて傾いている。従って、この崩壊は表層部がずり落ちるような形式のものであったことがわかる。崩壊の深さは不明であるが、最大でも 10m 程度と思われる。

斜面を構成する地質は鮮新世から更新世の魚沼層に属し、最下部が安山岩、その上に成層した凝灰岩、さらにその上に安山岩がある。凝灰岩の上位は赤紫色であり、安山岩溶岩のクリンカー部分と推定される。これらの地層は、北北東走向で東に 26 度傾斜している。つまり、この崩壊斜面は地層の走向方向に傾斜する斜面である。安山岩には亀裂が発達し、特に凝灰岩の上の岩石は緩んで割れ目が開口している。

崩壊前の空中写真観察と崩壊後の現地観察によれば、今回の崩壊地は、地震前にすでに崩壊跡地として認められる。つまり、今回の崩壊の主体は旧崩壊地の内部にあった崩積土の崩壊である。また、緩んだ領域の上部は尾根の緩斜面となっており、その背後に亀裂が認められることから、崩壊地背後の突出部での地震動の増幅も発生の一因になった可能性がある。なお、この崩壊土石は、下流側の崩壊 B を越えて下流には移動していないようで

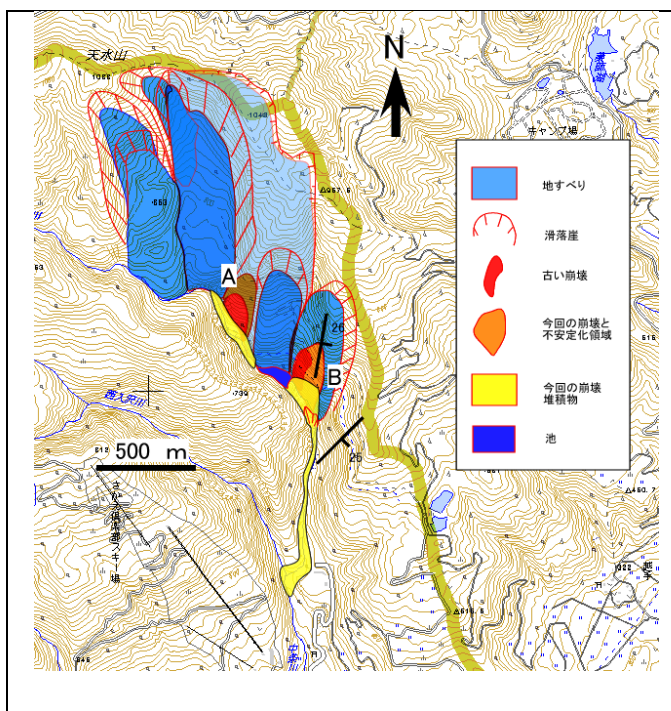


図-4 北信の崩壊と周辺の状況



図-5 北信の崩壊の全景 (アジア航測撮影)

ある。

#### 崩壊 B

高さ 160m、幅 250m 程度の急斜面の崩壊。深さは 10m 程度と思われる。地質は魚沼層の凝灰岩と安山岩（溶岩）からなる。安山岩は上下に赤色のクリンカー様の部分を伴うので、溶岩と思われる。安山岩には亀裂が発達している。凝灰岩には斜面傾斜よりもやや急な割れ目が形成されている。表土は薄い。この崩壊は地層の走向方向に移動したものである。

堆積物の上に灌木が立った状態を保って載っているのが、表層部がすべり落ちたことがわかる。堆積物は安山岩塊と凝灰岩の風化破砕物からなり、細粒分が多いように思われる。堆積物の下流部分が崩壊して、下流に流れ下った。堆積物は土石と雪の混合物であり、また、自然堤防状の高まりが認められたが、辰口に見られたような堆積物の縁で特に雪が多いようには見受けられなかった。下流側の崩壊面の高さは 100m 程度とみられる。堆積物の上流側には池が形成されており、下流側にはこの浸透水が流下している。この池の集水面積は 3.9km<sup>2</sup> である。

上記の状況から、堰き止めのダム自体の安定性はあまり高くなく、融雪時の出水に十分な注意が必要である。

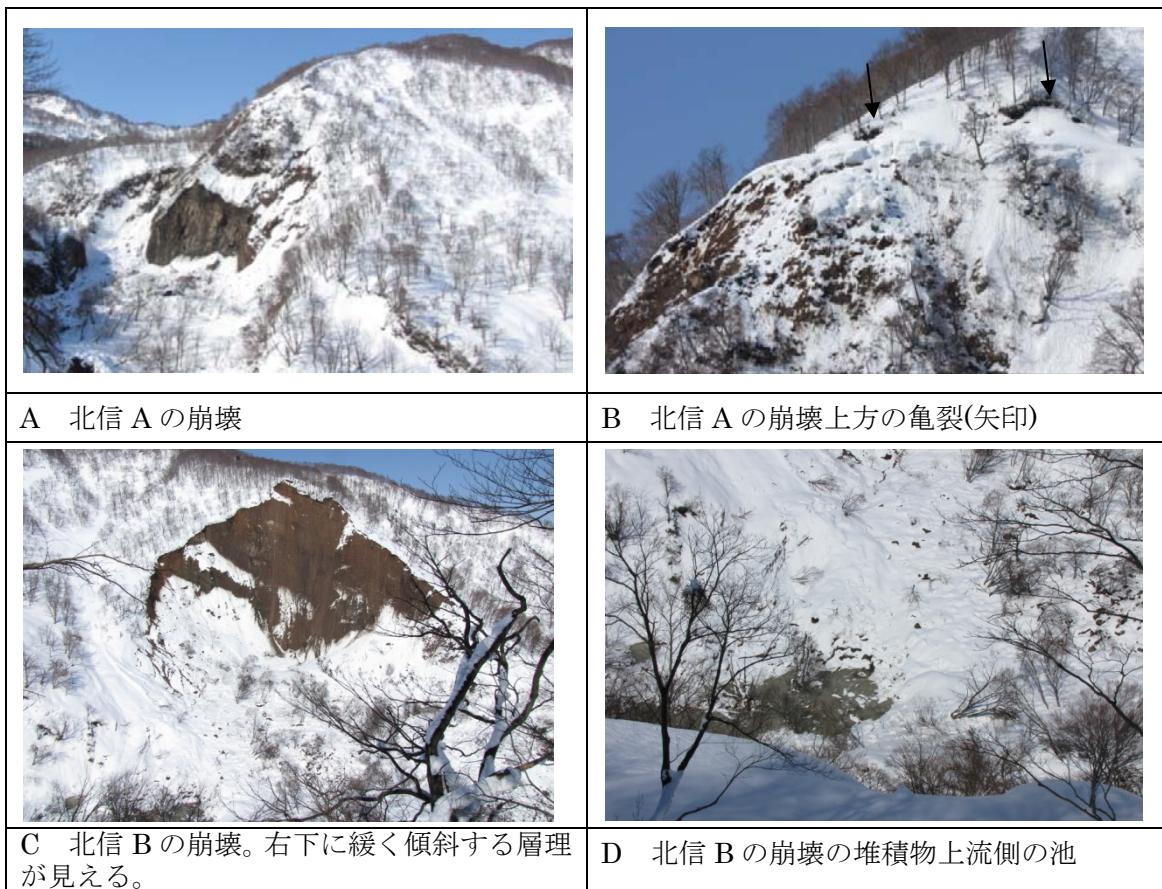


図-6 北信の崩壊の状況

### 3) 中尾

東に延びる尾根の末端の古い地すべりの再活動。スランプー回転すべり。幅 70m, 水平長さ 150m, 深さ 20m 程度。地すべり移動体の上に家屋を乗せたまま水平方向に 50m 程度移動。積雪は 3m。滑落崖は後方に後退。河道閉塞で小規模な池が生成。地質は、鮮新世の田麦川層のシルト岩。シルト岩が滑落崖と側方に露出。層理面は斜面下方に 25 度傾斜。南西側の側方崖は節理沿い。現在の滑落崖の上方にも亀裂が形成されており、この範囲は地すべりが拡大する可能性がある。

空中写真から判断すると、この地すべりは下方の河川侵食によって脚部を切断されていた。近傍の古い木造家屋の被害は軽微であることから、この部分で特に振動が強かったようには思えない。この地すべりの近くにも多くの地すべりがあるが、すべったのはここだけである。その理由は明らかでない。

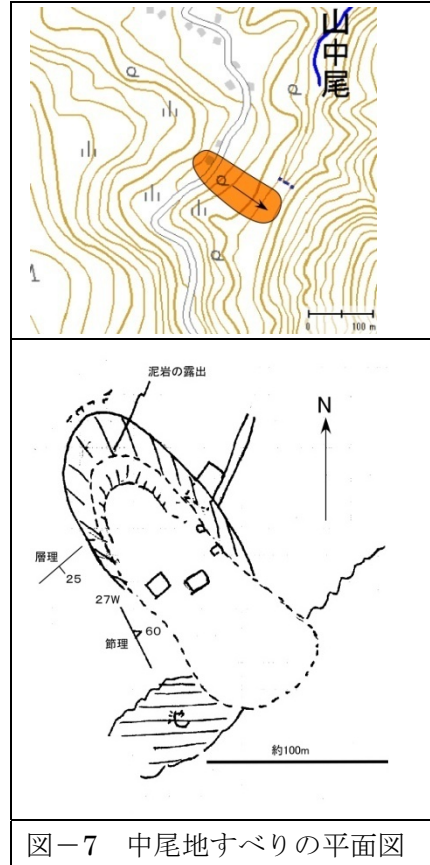


図-7 中尾地すべりの平面図

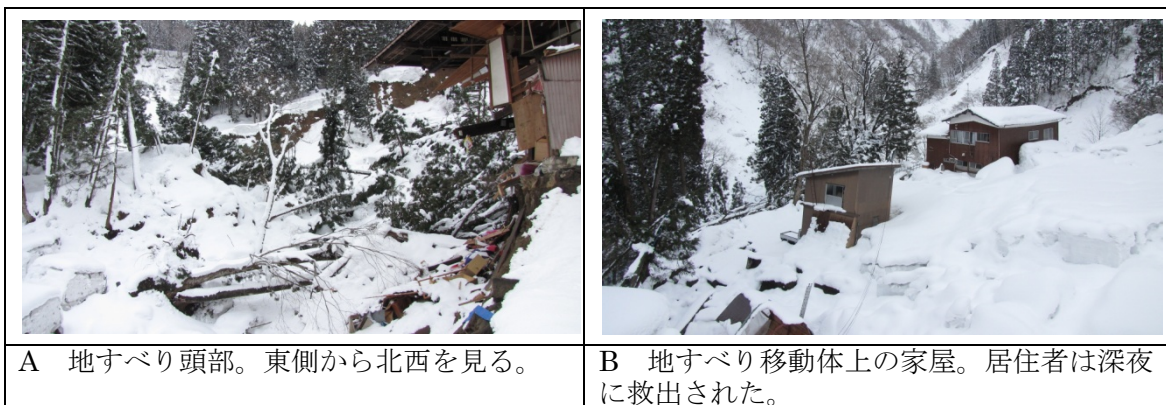


図-8 中尾地すべり

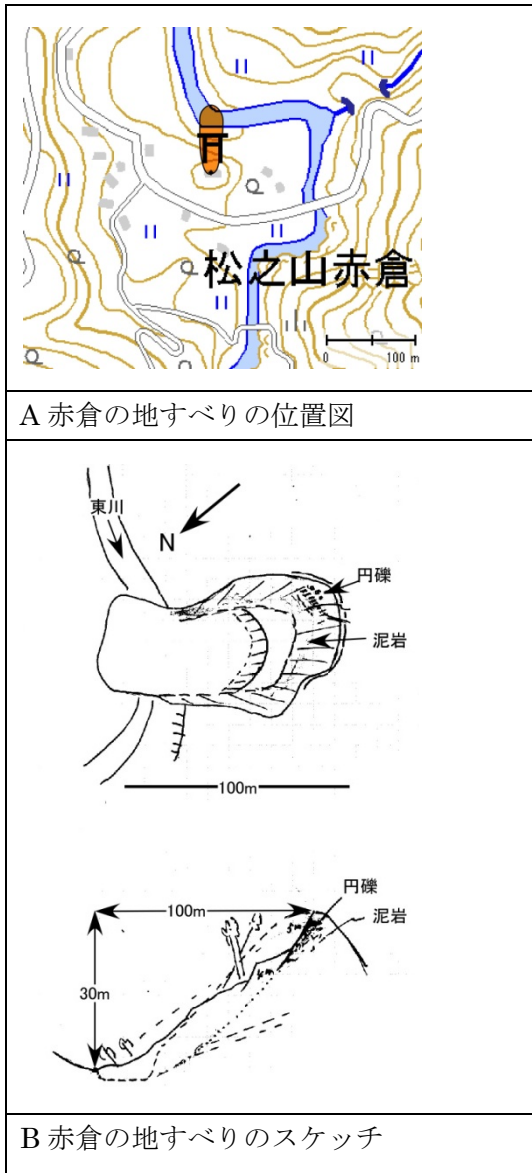


図-9 赤倉の地すべりの位置とスケッチ



図-10 赤倉の地すべりの状況

#### 4) 赤倉

東に延びる定高性の尾根の北側斜面が崩壊。幅 40m, 水平長さ 100m, 傾斜 32 度。東川を一旦せき止めたが, 現在は侵食によって東川は流下している。積雪 1.5m。震央からの距離 11km。地質は鮮新世の東川層に属する。

ここは東川の攻撃斜面にあり, 発生前には崩壊斜面の脚部は侵食によって急崖になっていたと思われる。滑落崖にはシルト岩が露出し, さらに, その東部では最上部に円礫が載っており, この定高性の尾根が段丘と蛇行核であることがわかる。近傍の露頭では, 地層が約 20 度北東に傾斜している。つまり, この地すべりは流れ盤であると推定できる。

移動土塊の上には, 150 年程度の樹齢の杉が, 真っ直ぐの幹をもって生育しており, この

地すべりが初生であったことを示唆している。

### 5) 月池

北北東に伸びる尾根の末端が約 5m 横方向にすべり、道路をふさいだ。最大幅 80m、水平方向の長さ 100m、滑落崖の高さは 6m。震央からの距離 9km。道路面の舗装が破壊されているので、すべり面は道路面よりも下にある。地形とすべり面と道路との関係から、地すべりの深さは 15m 程度と考えられる。地質は、鮮新世の東川層。

最上部の滑落崖は、西北西方向に伸びる直線的な崖である。この崖は、シルト岩を切断する断層に沿っている。この断層の破碎帯にはせん断面が mm オーダー間隔で発達する。これらの面には水平方向の条線が明瞭に認められ、これは横ずれ変位を示している。断層の方向は N75W / 75N である。滑落崖には地すべりによる条線が残されており、これは N16W 方向を向いている。地すべりの原因は、尾根状の形態、断層の存在にあると考えられる。

現在は末端に土嚢を積んで抑え、また、短縮形を設置して変位を計測し、それをアラームと連動させて監視している。

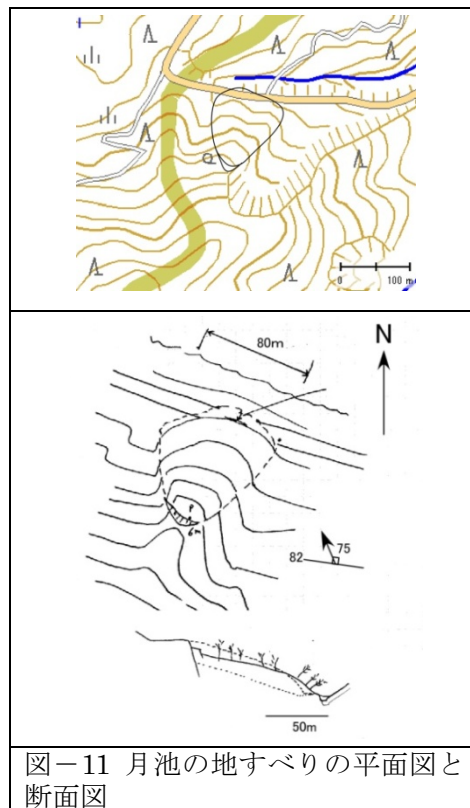


図-11 月池の地すべりの平面図と断面図

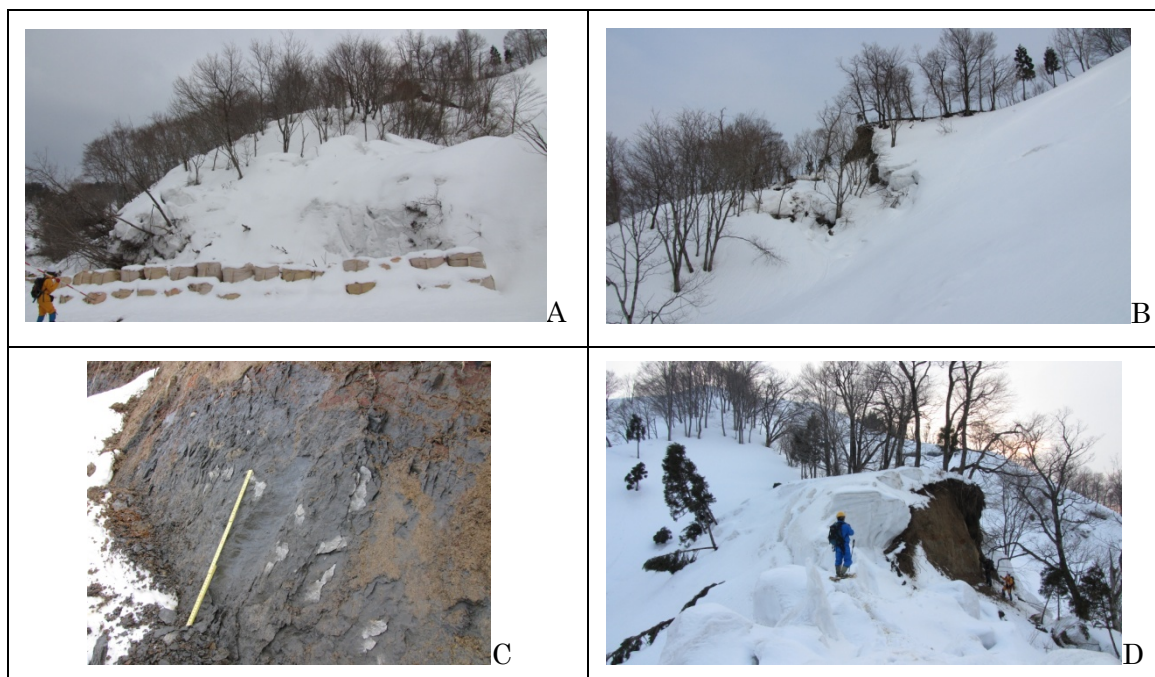


図-12 月池の地すべりの全景(A,B)と滑落崖 (C,D)。C には横ずれの条線が認められる。



### 3. 積雪と地震動の崩壊・地すべりに対する影響

長野県北部地震によって落石、表層崩壊、大規模崩壊、地すべりなどの土砂移動現象が段丘崖や尾根直下、尾根先端部などで発生した。また、積雪期間中に発生したことから雪崩も発生している。崩壊等の発生箇所は、逆断層の上盤側となる信濃川左岸側の河岸段丘面やそれに続く山地斜面、さらに新潟県内の丘陵山間地などである。

今回発生した地震の 100km 圏内では、平成 16 年 10 月 23 日に中越地震 (M6.8)が、さらに平成 19 年 7 月 16 日には中越沖地震 (M6.8)が発生している (図- 1)。中でも中越地震では、丘陵山間地で 2902 箇所もの崩壊や地すべりが発生したと報告されている (八木、2007) (図- 13)。

しかし現地踏査を行った限り、今回の地震によって崩壊等が発生した箇所は限定的で発生数も多くない。さらに、中越地震では多数の再活動型地すべりが地震動によって移動したが、今回の地震によって松之山中尾地区で再活動型の地すべりが大きく変位したものの、同様の地すべりが高密度で分布する松之山上鰻池、天水越、天水島などの地区では、顕著な変位は見られなかった。

この理由として積雪の効果が考えられる。長野県北部から新潟県の丘陵山間地には調査時点で約 2~2.5m の積雪が残置していた (図-14)。すべり面傾斜角にもよるが、斜面傾斜が緩やかな場合、一般に積雪は有効応力を増加させる効果がある。また、地すべり頭部の積雪は地すべり推力を増加させるが、脚部における積雪は押さえ盛土的效果を發揮し、地すべり推力を減じる。一般に積雪量は傾斜の緩やかな脚部の方が多いため全体的には安定方向に働く。このような積雪の効果により、再活動型の地すべりの変位を抑制したと推定される。

今回調査した地すべり等のうち、推定断層面から 9~10km 離れた松之山松倉地区と月池地区の 2カ所で地すべりが発生した (松多他、2011, 図-15)。これらの地区での加速度を推定するため、ジョイナー・ブーアの距

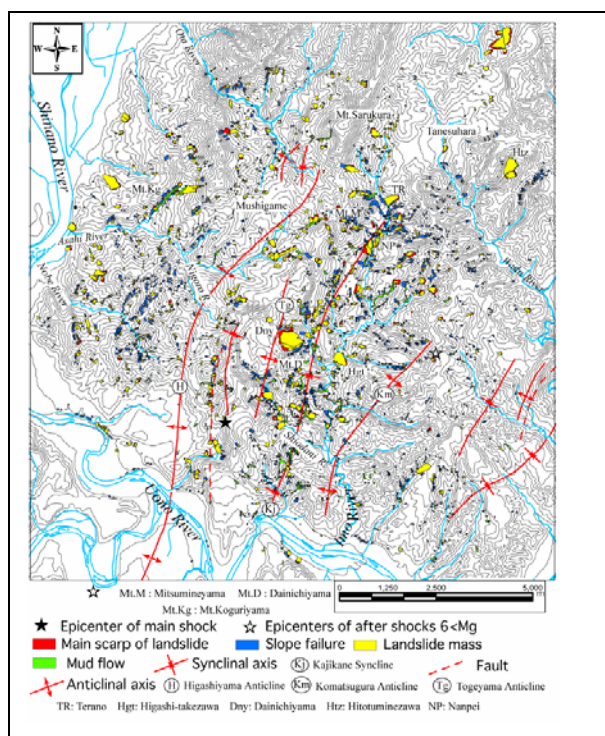


図-13 新潟県中越地震で発生した崩壊等の分布 (八木、2007)



図-14 積雪の状況 (新潟県十日町市中尾地区)

離減衰式(Joynner and Boore, 1981)を用いて計算した(図-16)。その結果、断層面付近での加速度は約450galで、両地区での加速度は60~70%である300gal以下の加速度であっ

<p>図-15 宮之原断層と崩壊、地すべりの分布</p>	<p>図-16 各地すべり地等における推定加速度</p>
<p>図-17 斜面下部を浸食する河川 (松之山松倉地区)</p>	<p>図-18 頭部滑落崖に出現した条痕 (松之山月池地区)</p>

たと考えられる。この程度の加速度で初生地すべりが発生した理由としては、松倉地区においては河川侵食によって斜面下部が不安定になっていたことに加え(図-17)、蛇行核という地形的特徴を備えていたためと考えられる。また、月池地区でも尾根という地震加速度が集中しやすい地形形状に加え、尾根を直交する形で断層が存在したことが(図-18)、初生地すべりの発生につながったと思われる。

参考文献

土木研究所土砂管理研究グループ 雪崩・地すべり研究センター (2011) : 長野県北部等地震調査報告(速報)

[http://www.pwri.go.jp/team/niigata/sokuho\\_03\\_jishin\\_nagano.pdf](http://www.pwri.go.jp/team/niigata/sokuho_03_jishin_nagano.pdf)

竹内圭史・吉川敏之・釜井俊孝(2000)：松之山温泉地域の地質．地域地質研究報告，5  
万分の1地質図幅．

松多信尚・杉戸信彦・廣内大助（2011）：2011年3月12日長野県・新潟県県境付近の  
地震に伴う地表変状（速報）

[http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/INFO/tohoku20110311/chihyou\\_110317.pdf](http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/INFO/tohoku20110311/chihyou_110317.pdf)

八木浩司(2007)：地すべり・崩壊分布の特徴、「中山間地における地震斜面災害－2004年  
新潟県中越地震報告(I)－」、日本地すべり学会、84-89.

Joyner, W.B. and Boore, D.B.(1981):Peak horizontal acceleraretion and velocity from  
strong motion records including records from the 1979 Imperial Vally, California,  
earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.71, 2011-2038.