

3.2 斜面崩壊

3.2.1 斜面崩壊の概要

今回の地震被害の特徴として何よりも斜面崩壊の多発が上げられよう。国土交通省のホームページによれば、「空中写真から判読された斜面崩壊は 1662 箇所及び、そのうち 234 箇所が崩壊幅 50m 以上の大規模崩壊であった。その推定崩壊土砂量は合計 7000 万 m^3 に達し、崩壊土砂量 100 万 m^3 以上の大規模な崩壊が 10 箇所あり、そのうち 5 箇所が茅川流域に集中している。」その原因としては、震源が浅く山岳・丘陵地のほぼ直下に位置していたことと並んで、地質的に新しく、脆弱な斜面であったことが原因している。また、山が多数の養殖池の存在や直前の多雨によって含水比の高い状態であったことも関係していると推定される。

この地域の地質的特性は活褶曲で特徴付けられ、多くの背斜軸と向斜軸が交互にほぼ並行的に北北東から南南西に延びている。その影響でもともと水平に堆積した新第三期の堆積岩はほぼ東西方向に傾斜し、背斜軸より西側では、西向き斜面はいわゆる流れ盤に、東向き斜面はいわゆる受け盤になっていることが多い。背斜軸付近は地質的弱部となり侵食されやすいため谷部となっていることが多く、一方、向斜軸付近は地質的に強く、峰部として残されている場合が多い。層理面に沿っての滑りが起きやすい流れ盤では受け盤より斜面の安定勾配が低くなる傾向があるため、等高線の勾配が山の東西斜面で明らかに異なる差別侵食地形(ケスタ地形)が表れやすい。

この地域の斜面を構成する地質は新第三期中新世で時代的に比較的新しく、また活褶曲により揉まれて風化が進んでいるため、非常に脆弱である。新第 3 紀堆積岩のうち、新鮮な泥岩部分は一軸圧縮強度が 1~3 MPa 程度はありそうだが、砂岩部分は固結度が低いものが多い。中には山古志村東竹沢地区の滑りのように、更新世の密な砂程度のものも多く見られる。砂は



図-3.2.1 小千谷市浦柄付近での泥岩層理面での流れ盤斜面滑り

細粒で目のそろったものが多く、まれには礫層も含まれる。

多くの地滑り地形が存在し、特に流れ盤斜面では大規模に発達している。古い地滑り斜面は細粒化が進み、もともと泥岩・砂岩の互層が粘土・砂からなる土質に変化し、それが棚田やため池に利用されている。なかでも、山古志村を中心とするこの地域の地形図を見て驚かされるのは、斜面の上部から下部まで分布する池の数の多さと密度の高さである。これは錦鯉の養殖がこの地域の主要な産業となっているためと考えられる。1 年中水を貯めた池と棚田の存在により、斜面は常に地下水位が高く含水比の高い状態になっていると考えられる。

流れ盤では、20 度程度の斜面で上盤の砂岩層が底盤の泥岩との層理面で滑動した例が後に述べる山古志村東竹沢の天然ダム以外に、小千谷市妙見の白岩・浦柄付近 JR 沿いの滑りなどで見られた。砂岩の固結度が高く剛体盤として移動したもの(浦柄付近 JR 沿い: 図-3.2.1)、それらが途中で多数の岩塊に断片化して滑り面を完全に覆い隠したもの(妙見の白岩: 図-3.2.2)などがある。また、妙見の白岩や信濃川魚沼橋直下流右岸県道 196 の崩壊(図-3.2.3)などは、信濃川が蛇行により右岸を侵食してできた崖地形であり、そこに道路による切土が重なって安定度がさらに低下したと考えられる。



図-3.2.2 信濃川沿いの河川侵食の影響を受けた妙見白岩での流れ盤斜面滑り



図-3.2.3 信濃川沿いの河川侵食の影響を受けた小千谷市川井の流れ盤斜面滑り



図-3.2.4 堀の内町 JR 北堀之内駅付近での横盤斜面の薄い滑り



図-3.2.5 長岡市濁沢弁天での受け盤斜面の崩壊

多くの例で、泥岩と砂岩の互層が、泥岩を滑り面として上の砂岩が剛体的に滑動している。泥岩の滑り面は平坦度が高く、見渡しうる範囲でまったく平坦な面が続いている斜面が多い。同じ流れ盤でも、小千谷市小栗山のように棚田などを載せた崩積土層が泥岩滑り面に沿って滑った地点も多い。

受け盤や横盤（滑りが走行方向を向いた斜面に生じる）でも多くのすべりが起きた。JR 北堀の内付近（図-3.2.4）の滑りは横盤の例である。薄い滑りの場合は、樹木の根が達している限界深さの数十センチメートルから 1～2メートル程度の深度に滑り面があり、それより根の深い大きな樹木がところどころ滑り残っている場合も多く見られる。一般に薄い滑り



図-3.2.6 山古志村羽黒トンネル入口での受け盤斜面の崩壊

が多いが、中には濁沢弁天（図-3.2.5）のようなトップリング崩壊的な特徴を持つものも見られた。山古志村の羽黒トンネル入口での大崩壊（図-3.2.6）も受け盤斜面で起きたトップリ



図-3.2.7 山古志村梶金付近での池を巻き込んだ崩積土斜面崩壊



図-3.2.8 崩積土の崩落に路床ごと巻き込まれた梶金付近の国道 291 号



図-3.2.9 山古志村虫亀付近の池を巻き込んだ崩積土斜面の崩壊



図-3.2-10 小栗山での斜面崩壊と近辺の地形（国土地理院 HP）

ング的な崩壊である。

一方、旧地滑り地形前面の土塊が泥化して棚田やため池として土地利用されているところでは、それらが液状化やパイピングにより大崩壊を起こしているところが多く見られた（図-3.2.7）。震動で揺すられた池の多くで亀裂の発生が見られ、亀裂がパイピングを引き起こし池の堤の崩壊や斜面の大崩壊に繋がったことが推定できる。山古志村やその周辺では無数のため池があり、その一部を巻き込んだ滑りが数多く見られた。たとえば、二丁野地区国道 291 号線付近では 50m 程度の段差のある多くの池が巻き込まれた大規模な滑りが国道も巻き込み、修復の困難な被害を与えていた(図-3.2.8)。また、虫亀地区でも斜面上部の池の決壊による崩積土の大きな地すべりが起き、下の県道を巻

き込んだ（図-3.2.9）。これらの被害を見ると、斜面の高い位置にある多数のため池の決壊とさらにため池による斜面の高い含水比が今回の滑りの規模を拡大した可能性がある。わが国の地すべり地に多い棚田地帯の共通的特長とも言えようが、ため池は年間を通して水が涸れないとすれば棚田より影響は大きい。今後の村の防災対策を考える上で留意すべき点の一つと思われる。

筆者らは、数多くの斜面崩壊の中から比較的規模の大きな崩壊として、山古志村の 東竹沢地区と 寺野地区、小千谷市の 小栗山地区、塩谷地区を取り上げ、多少詳細に調べた。このうち、東竹沢地区と 寺野地区については 3.3 斜面崩壊による河道閉塞 のところで述べる。

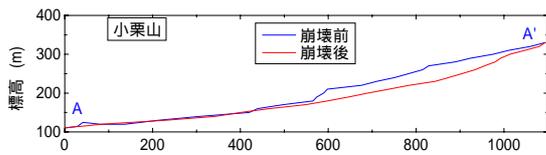


図-3.2.11 小栗山での地震前後の測線（図-3.2.10の破線）に沿った断面の変化



図-3.2.12 小栗山での崩壊斜面最上流部の崩壊で乱れている杉林の遠景



図-3.2.13 崩壊斜面最上流側から見た泥岩滑り面（A地点）

(a) 小栗山地区の崩壊

この崩壊は図-3.2.10 に示すように北東から南西に延びる谷に沿って発生し、巾が100m～200mで長さが1.25km、落差が200mにもおよぶ長大な崩壊である。地質は牛ヶ首層に属し、同じ鮮新世でも和南津層や白岩層よりは古い地層である。崩壊は小栗山の集落からわずか数十メートルのところを通過したが、直接の影響は免れた。地元の話では約1000年前にこ



図-3.2.14 最上流部付近の小崩壊での泥岩滑り面（B地点）



図-3.2.15 崩壊土の中に含まれている固結度の低い砂岩ブロック（C地点）

こに集落ができたときに、地盤の良い場所を選んだとの言い伝えがあるそうで、地質的には川口層に属する集落内は滑りが起きていなかった。本震の揺れが収まった後も、大きな音が鳴り響き、滑りは長時間続いていたと推定される。崩壊地は棚田・畑地や養殖池として利用され、最上流部は杉林となっていたが、それらが大きく流動し中流から下では泥流下していた。

図-3.2.10 中に示す A-A'ラインでの崩壊前後の地形断面の比較を図-3.2.11 に示す。地震前については2万5千分の1の地形図を、地震後については10月24日・28日測定 of 飛行機からのレーザー地形測量結果(日本地滑り学界HP)を用いている。全体的に泥岩滑り面上に載った風化堆積岩からなる崖錘層が地震をきっかけ



図-3.2.16 中流部での崩積土の崩落状態



図-3.2.17 中流から谷の下流方向の遠望。連続した泥岩滑り面が見える。(E地点)



図-3.2.18 小千谷市塩谷地区での斜面崩壊と近傍の地形



図-3.2.19 滑落崖と傾斜している移動山体の最上流部の遠景

として大流動を起こしたものと思われる。断面に沿った崩壊移動距離は、上流の道路からは数10m程度と考えられるが、中流から下流にかけては泥流化しているため読み取れない。崩壊後の地表面は後出の写真からも分かるようにほぼ泥岩滑り面が露出していることから考えて、棚田や池を載せた最大30m程度の崩積土層が谷底まで滑ったと考えられる。

つぎに現地調査に基づく観察結果を示す。文中の地点記号は図-3.2.10に記入されている。図-3.2.12は崩壊ゾーンの上部を写した写真であるが、道路や松林を巻き込んでいる様子が分かる。図-3.2.13は崩壊最上流点Aでの泥岩滑り面を示している。滑落崖は薄い崖錘層からなり、滑り面勾配は $31\sim 33^\circ$ 、走行は $N16^\circ E$ である。図-3.2.14は北隣点Bの小崩壊で表れた滑り面

と滑落崖である。点Bとさらに北隣の滑り面の勾配はそれぞれ $26\sim 28^\circ$ と $17\sim 20^\circ$ 、走行はそれぞれ $N10^\circ E$ と $N19^\circ E$ で、勾配は北に行くほど低下している。図-3.2.15は点Cで示す杉林付近の崩壊土塊の写真であるが、ここでは泥岩と砂岩の断片化したものが見られ、部分的に滑り面上部の堆積岩が残っていたものと思われる。図-3.2.16は点D付近の崩壊土の流動の様子である。この付近は元は池や田畑として利用されていたようであるが、崩壊土は風化の進んだ泥岩あるいは崖錘土からなり、多少泥流化しているように見えた。図-3.2.17は北側の谷に渡り、点E付近から南側の谷との合流点やさらに下流の方向を見た写真である。谷の上流からの流れ盤に沿った滑りと北側斜面からの薄い滑りが合わさって、大きな滑りになり、崖



図-3.2.20 池の縁のコケの生えた傾斜面から滑落崖を見る。



図-3.2.22 上流・下流の二つの土塊の間の崩壊溝。右側が傾斜している。ゴムホースが切れずに繋がっていることに注目。谷の奥の土塊はこちら側に傾いている。

錘性の崩壊土が遠く下流まで泥流化して流れていた。この付近でも鏡肌の泥岩滑り面がかなり露出しており、その傾斜は $20 \sim 26^\circ$ 、走行は $N18 \sim 20^\circ E$ である。さらに下流には崩壊土が泥濁化して堆積していた。

(b) 小千谷市塩谷地区の崩壊

小千谷市塩谷では傾斜角 36 度程度、落差 70m ほどの滑落崖を形成する大きな山体移動がおきた。この崩壊は図-3.2.18 の国土地理院発表の災害状況図の一部拡大図に示すように標高 400m ほどの山の東麓の比較的なだらかな斜面の東西 550m 南北 450m の巨大な山体を剛体



図-3.2.21 高さ 70m 、傾斜 36° ほどの滑落崖にはほぼ水平な層理面が表れ、湧水が見られる

的に変位させた。崩壊前の地表面の平均勾配は 16° 程度であった。

地質図から読み取ると、この地点は鮮新世川口層からなり、峠背斜軸の直ぐ東側に位置して走行・傾斜の変化が激しく複雑な地質であるが、基本的に流れ盤で古い地滑り地形と判断される。大きな滑落崖は滑りの北側と西側に形成され、山体の移動は図-3.2.19 の写真から分かるように、かなり剛体的である。移動山体の滑落崖に近い土塊は北西側にほぼ 25° の傾きで停まったことが図-3.2.20 の池の面の傾斜などから分かる。つまり、図-3.2.21 に示す滑落崖にそって円弧滑り的な動きをしたと考えられる。一方、それより下流側の土塊はほぼ水平性を保っていた。傾いた土塊上では下流側ほど地表面勾配は緩くなり、地表面には開口亀裂が多く見られた。また、移動山体の西側の一部は東向きにお辞儀する方向に傾斜していた。

上流・下流の二つの土塊の間には、図-3.2.22 の写真に示すように巾 10 数 m ・深さ数 m 程度の崩壊溝が池や山林を貫いていた。この二つの山体が斜面移動時に途中までほぼ一体となって動いたことは、その溝の両側を結び養殖池のゴムホースや鳥避け用ネットの糸が切れずに繋がっていることから見て明らかである。このような状況では下流側の山体が上流側の山体

の動きを止めたと考えたくなるが、下流側山体には開口亀裂以外圧縮リッジのようなものは見られなかった。以上より、東西550m南北450mの巨大な山体がほぼ一体として移動した可能性が高い。

アジア航測(株)が北海道地図(株)所有の地震前のデータと地震後のレーザー測量の比較から求めた地形変化量分布を図3.2.23に示すが、山体の剛体的移動により山体全体の形が大きく変わってしまったことが読み取れる。滑落崖の最大落差は約70m、土塊の最大水平移動距離は約100mであり、ほぼ南東方向に移動している。同じくアジア航測(株)による3本の測線に沿った地震前後の地形断面の変化を図3.2.24に示す。同図には当方で推定した滑り面を破線により記入しているが、滑り土塊の厚さは50mほどで16度ほどの流れ盤に沿って動いたと推定される。地質図によると当地点は流れ盤であり、その傾斜方向がほぼ南東向きであることは整合している。背後に残された滑落崖にはほぼ水平な層理面が読み取れ(図3.2.21参照)、山体全体が移動した流れ盤滑り面とは異なるものと考えられる。

現時点の情報に基づくと、以下のような推定が可能と思われる。地震により、ほぼ550m×450mで厚さ50m、体積1200万m³ほどの

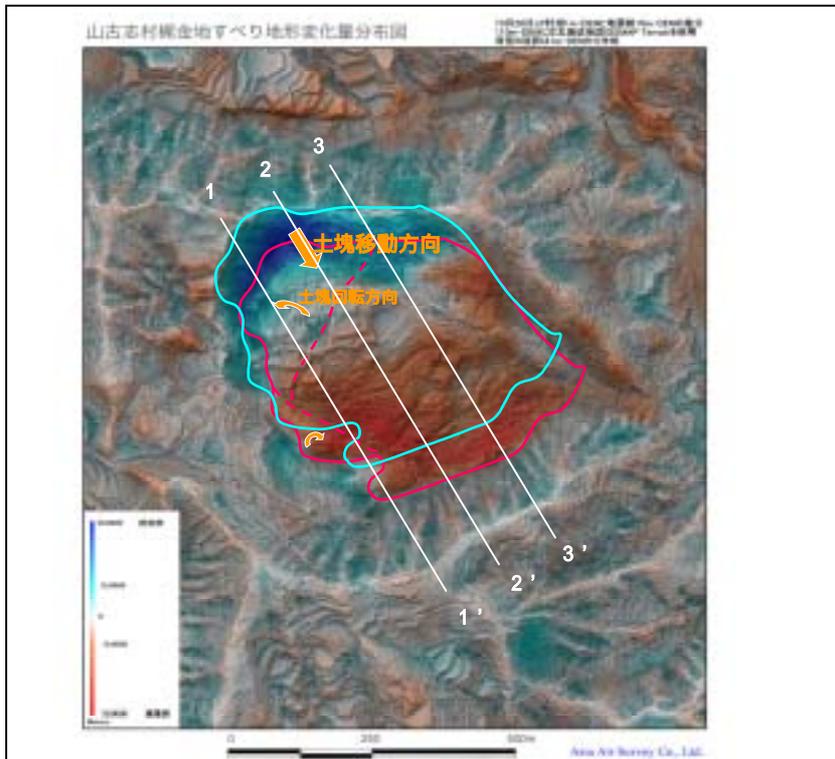


図-3.2.23 アジア航測(株)による地震前後の標高の変化
(土塊の地震前後の移動を表す2本の輪郭と破線は筆者が記入。破線より北西側の土塊Aは25度で北西側に傾斜し、土塊Bは北東側に傾斜している。)

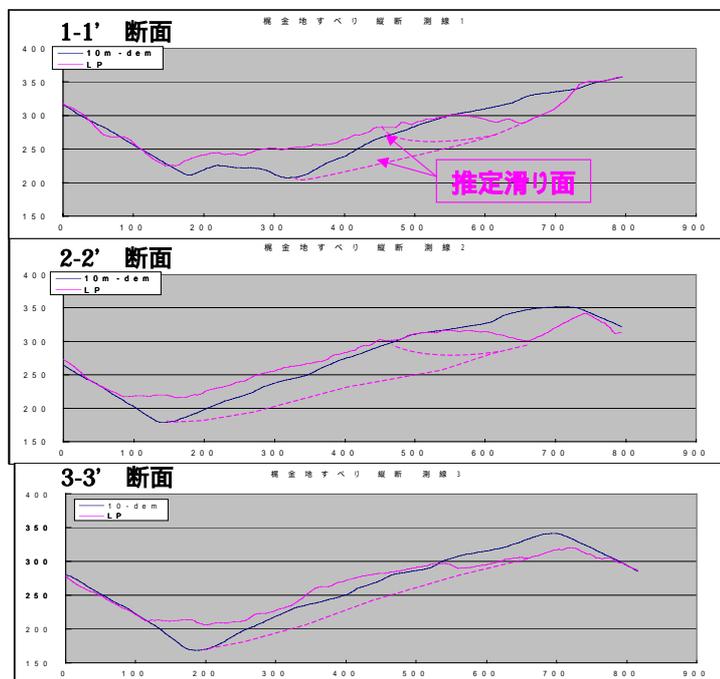


図-3.2.24 ア (株)による地震前後の3測線(図3.2.23参照)に沿った地形変化(破線による推定滑り線は筆者が記入)

大土塊がほぼ一体となって 100m ほど南南東方向にゆっくりと移動した。滑り面は南東方向への流れ盤である。そして上流側の土塊 A は、移動途中で 36 度の滑動面に沿って円弧滑りを起こした、とのシナリオである。しかし、未だ不明な点も多く残されており、今後詳細な調査が必要である。

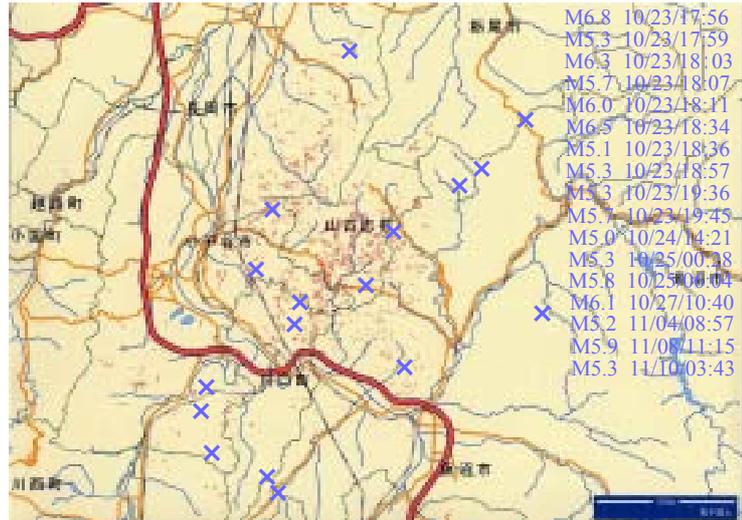


図-3.2.25 国土地理院による斜面崩壊の分布

3.2.2 斜面崩壊の要因分析

図-3.2.25 は国土地理院が発表した災害状況図で、2004 年 10 月 24 日撮影の航空写真より判読した山古志村および周辺での今回の地震による大小の崩壊斜面が記入されている。図中には今回の地震の本震および $M_j=5.0$ 以上の余震の震央も記入してある。

崩壊分布図と国土地理院のホームページ上の航空写真により、斜面崩壊箇所とその規模（崩壊の影響面積）に与える各種要因の分析を試みた。対象とした範囲は行政区画で山古志村、小千谷市、川口町、長岡市である。災害状況図から読み取った大小の滑りの個数（全個数 986 個）と影響面積（ $6.16 \times 10^6 \text{ m}^2$ ）を用い、地質調査所発行の小千谷と長岡の地質図を組み合わせ以下関係を調べた。

(a) 崩壊タイプと個数の関係

国土地理院の災害状況図にはいろいろな記号により斜面崩壊が表されている。ここでは、それらを表-3.2.1 の 8 タイプに分類してその個数を数えた。このうち、a~c は比較的小規模な崩壊と考えられ、d は崩壊直前の滑落崖のみの発生、e~g は比較的大規模な崩壊であるが、そのうち、e は明確な滑落崖の見えない崩壊、f は滑落崖を伴う崩壊、g は 2 個以上の崩壊が複合したものやその他のタイプとした。これらの個数のヒストグラムを図-3.2.26 に示すが、a

表 3.2.1 斜面崩壊の記号分類

a	b	c	d	e	f	g
						その他 (2個以上の崩壊の複合など)

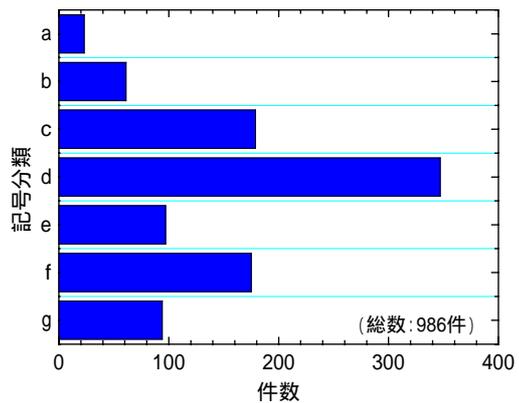


図-3.2.26 斜面崩壊の個数のヒストグラム

~c の小規模崩壊と同程度かそれ以上に e~g の大規模崩壊の個数が多いことが分かる。さらに、タイプ d の個数が多く、大きな崩壊にまでは至っていないが開口した滑落崖が多く発生していることがわかる。これら以外に、実際は航空写真から読み取れない程度のものが多く発生している可能性も考えると、地震後の雨や雪解け時の崩壊拡大に備える必要がある。

(b) 崩壊発生個数・密度と震央距離の関係

図-3.2.27 には本震（2004 年 10 月 23 日 17:53、

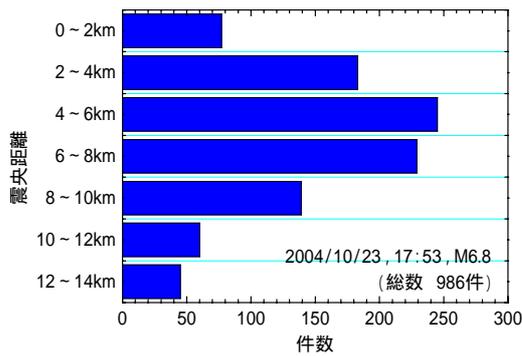


図-3.2.27 本震の震央距離の範囲と1km²当たりの崩壊個数の関係

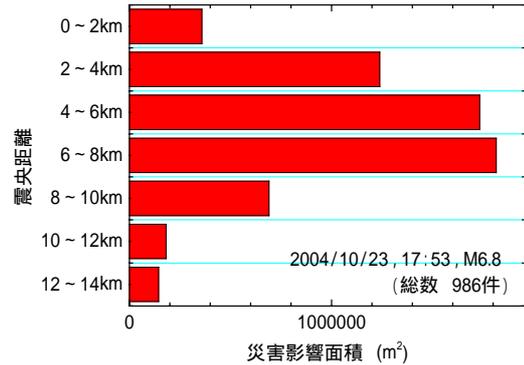


図-3.2.28 本震による震央距離範囲と崩壊発生密度 (1km²当たりの崩壊影響面積) の関係

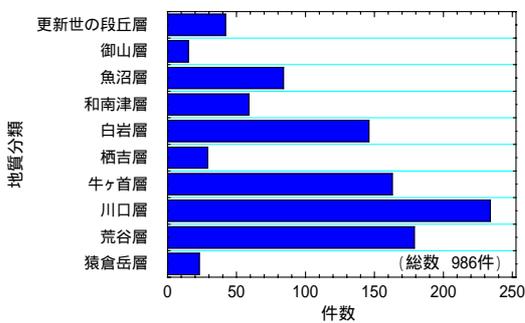


図-3.2.29 地層別の崩壊発生件数

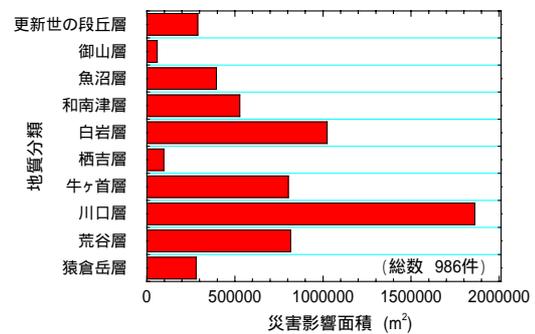


図-3.2.30 地質別の崩壊影響面積

M6.8)の震央距離の範囲と1km²当たりの崩壊個数の関係を示している。震央距離が8km程度までは1km²当たり24~16個の崩壊が発生しているが、その外側では崩壊発生個数は4個程度かそれ以下に明瞭に低下している。図-3.2.28にはやはり本震による震央距離範囲と崩壊発生密度(1km²当たりの崩壊影響面積)の関係を示している。震央距離が8km程度までは1km²当たり4万~13万m²の崩壊が発生しているが、10kmより外側では5千m²以下と明瞭に低下している。この整理は本震だけに着目したものであり、今後は震度6レベルの余震の影響も考慮する必要があるが、現段階では震央距離8~10kmが今回の斜面崩壊のひとつの閾値として考えられる。

(c) 崩壊発生密度と斜面の地質

地質調査所発行の地質図(5万分の1縮尺;小千谷、長岡)での斜面構成岩と崩壊発生件数

の関係を検討した。地質分類は、時代の新しい方から古い方へ順に、更新世の段丘層・御山層、更新世-鮮新世の魚沼層、鮮新世の和南津層・白岩層・栖吉層・牛ヶ首層・川口層、中新世の荒谷層・猿倉岳層の10種類の地層である。崩壊が2種類以上の地層にまたがっている場合は、最大の面積を占める地層で代表させている。

図-3.2.29は地層別の崩壊発生件数を示している。また、図-3.2.30は地質別の崩壊影響面積を表している。いずれも川口層、荒谷層、牛ヶ首層、白岩層が上位4位であり、更新世・鮮新世・中新世の中では必ずしも新しい地質ほど崩壊が多いとの傾向は表れていない。

(d) 崩壊発生方向と崩壊個数・面積の関係

崩壊発生方向を8方位に分類し、崩壊発生個数・面積との関係を調べた。崩壊発生方向は原則として滑落崖の向きから判断したが、等高線も参考とした。また、複雑な崩壊形状で判断で

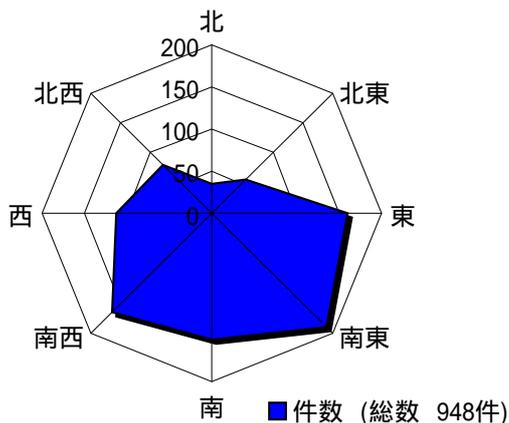


図-3.2.31 崩壊発生方向と崩壊個数の関係

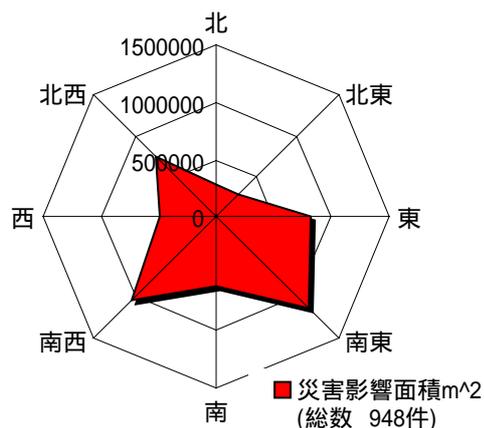


図-3.2.32 崩壊発生方向と崩壊面積の関係

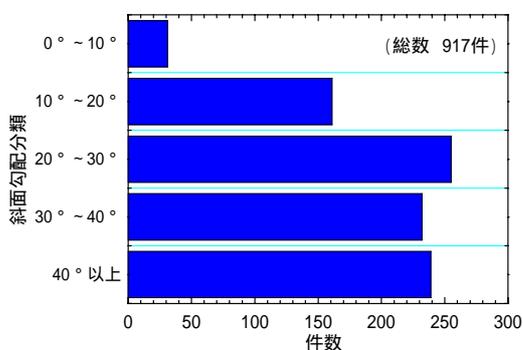


図-3.2.33 斜面勾配と崩壊個数の関係

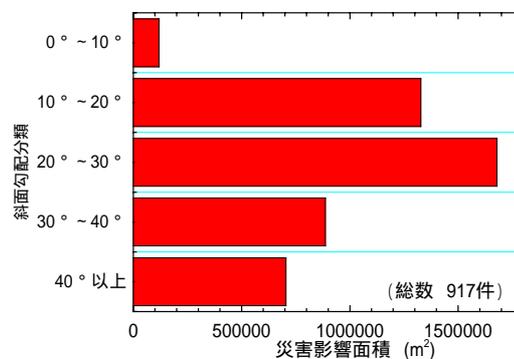


図-3.2.34 斜面勾配と崩壊面積の関係

きない場合は、この整理の対象から除外した。

図-3.2.31 は個数、図-3.2.32 は影響面積の方位別表示である。これより、いずれの整理でも東から南西の方向に崩壊発生 of 卓越方向があり、そのうち南東方向が最大を示す。一方、北東から西まで方向の崩壊は個数・面積ともに極めて少ないことが分かる。これにはこの地域の谷の発達方向や向斜・背斜軸の方向、さらに地震動の卓越方向などが関わっているものと思われるが、今後さらに検討が必要である。

(e) 斜面勾配と崩壊発生個数・面積の関係

崩壊範囲の斜面勾配と崩壊発生個数・面積の関係を調べた。種々のタイプの崩壊について斜面勾配を一義的に決めるのは困難であり、ここでは単純化のため崩壊影響範囲内の最高標高と最低標高との差を水平距離で除して求めた。この整理法ではかなりの誤差を含む可能性が

あるが、大方の傾向を見ることはできよう。

図-3.2.33 は10度刻みに分けた角度レベルでの崩壊の個数のヒストグラムを示している。20° ~ 30°での崩壊個数が最も多いが、30° ~ 40°や40°以上でも多くの崩壊が起きていることが分かる。一方、図-3.2.34 は同じ角度レベルごとの崩壊面積の累計のヒストグラムである。これより、崩壊面積で考えれば20° ~ 30°の斜面崩壊と次に10° ~ 20°が多く、この二つのレベルで大半を占め、30°以上の急斜面での崩壊面積の割合は大きくないことが分かる。これは、比較的緩勾配流れ盤で大規模な崩壊が起きていることに対応していると思われる。また、個数・面積ともに10°以下の斜面の割合は極めて少ない。

表-3.2.2 採取した崩壊土の物理試験結果

調査地点	物理試験					
	自然含水比 w_n (%)	土粒子密度 ρ_s (g/cm ³)	細粒分含有率 (%)	液・塑性限界試験 L_L, P_L		
				液性限界 w_l (%)	塑性限界 w_p (%)	塑性指数 I_p
高町4丁目	20.1	2.690	10.3, 8.4	25.1	-	NP
濁沢町濁沢地区	51.1	2.688	16.8, 12.7	64.0	37.3	26.7
濁沢町弁天地区	52.6	2.627	12.3, 7.2	26.3	-	NP
小千谷市木津大原JR上越線(崩落部)	23.3	2.664	15.6, 8.4	32.5	-	NP
小千谷市塩殿国道117号線デリーストア横(崩落部)	33.4	2.691	18.4, 12.4	31.9	-	NP
山古志村東竹沢国道291号線道路脇流動砂	54.1	2.649	20.2, 14.0	54.3	38.5	15.7
旧東竹沢小学校脇流動砂	41.5	2.713	25.4	31.1	-	NP
小千谷市塩殿国道117号線川井大橋北西部流動砂	25.1	2.707	14.9, 10.8	40.2	-	NP
羽黒トンネル入口	60.2	2.671	14.9	50.3	-	NP
山古志村東竹沢崩落崖	15.9	2.619	10.7, 9.0	32.9	-	NP

3.2.3 崩壊土の物理的性質

斜面崩壊によっておこる災害のうち、斜面下流方向への崩壊土砂の到達距離が大きく関わっている。今回調べることができた崩壊においては、全般的に崩壊土が流動性を示して大きく流れるような破壊モードは、東竹沢小学校や小栗山などを除いてはあまり見られなかったといえる。崩壊土の流動性は被害想定やハザードマップ作成に重要な影響を及ぼす。今後、地震動、斜面勾配・比高、崩壊土の含水比・粒度・細粒分の性質などを考慮した分析を進める必要があるが、そのための基礎データを得るために、崩壊土を採取し物理試験を行った。試料は崩壊の末端に近い部分から比較的細粒の土を重点的に採取した。表-3.2.2 に現時点で分析結果が得られている 10 箇所についての結果を示す。また、図-3.2.35 は 75 ミクロン以上の土粒子の粒度分布曲線を示している。

全体的に含水比は比較的大きいが、細粒分含有率は 20%以下と小さく、塑性指数は NP のものが多い。このうち、崩壊土が明らかな流動性を示していたのは、東竹沢小学校のものであるが、これのみは例外的に細粒分が 20%を超え、しかも NP であることは注目に値する。すなわち、非塑性細粒分を多く含む崩壊土の流動性が大きかったと推定されるが、今後サンプル数を増やし、この点を確認していく必要がある。

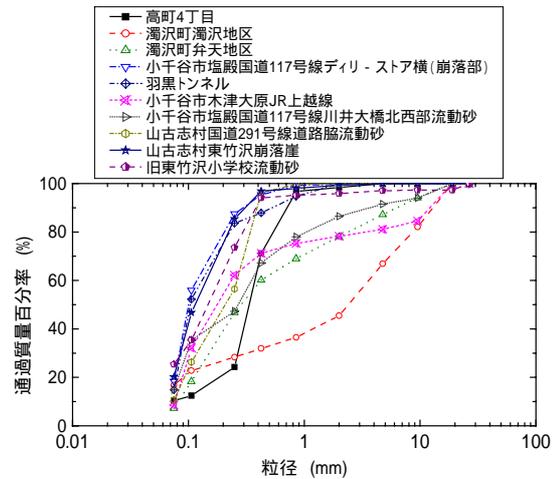


図-3.2.35 粒度分布曲線

3.2.4 地滑りメカニズムの推定

以上の検討結果によれば、今回の地震で無数に起きた斜面崩壊メカニズムは以下の 3 タイプに分類できると思われる。

- (a) 20°内外の緩勾配流れ盤斜面での土塊の剛体的移動
- (b) 30°内外かそれ以上の急勾配受け盤・横版の斜面における浅い崩壊、あるいはトップリング的崩壊
- (c) 旧地滑り地形での池や棚田を構成する崩積土の液状化・軟化やパイピングに起因する池の決壊による崩壊

まず、(a)については緩傾斜流れ盤を滑り面とし、上に載った地盤がほぼ剛体的な運動をするタイプである。崩壊土量は大きく、今回は小

千谷市塩谷付近で1000万 m^3 を超える大地滑りが起きている。上載地盤が砂岩などの堆積岩で構成され泥岩との層理面で滑る場合と、過去の地滑りで生産された崩積土が泥岩の滑り面に沿って滑動する場合がある。一般に滑り面の勾配は20°内外であり、滑り面で発揮される摩擦抵抗の角度に比べて小さく常時は安定している。しかし、泥岩滑り面が透水境界となっていたため、ここに地下水圧が作用して見かけの摩擦角が大幅に低下し、滑動しやすい条件が備わっていたと考えられる。実際、地震以前に豪雨や雪解け時の水位上昇により地滑りを起こしていた履歴が多くの流れ盤斜面について確認できる。

今回の地震で滑動した理由としては、まず第一に、この地域には養殖池が無数に存在し、山の水位を上げていたことや、今回の地震の直前3日間に120mmの雨量があったことから、斜面の滑り抵抗は地震がなくてもかなり低い状態にあった。そこに、地震の慣性力が引き金となり、滑動が起きたものと考えられる。地震の震動が地滑り土塊前面の砂質崩積土の間隙水圧を上昇させ、滑り抵抗を低下させた可能性もある。

次に上記(b)については、地震の慣性力により、受け盤・横盤急斜面の表土が薄く滑るタイプである。時には受け盤で節理が発達した岩盤がトップリング破壊により深くえぐられた場所もある。尾根の上部近くからの崩壊が多く、尾根地形による震動の増幅効果が考えられる。一般には崩壊土量が少ないが、尾根の風化が進んでいる場合は、山古志村の羽黒トンネルや長岡市の濁沢弁天地区のように大量の滑りになる。

さらに(c)のタイプは、厚く堆積した崩積土地盤を通る滑り面に沿った崩壊あるいは明確な滑り面を持たない崩壊である。地震動による砂質崩積土の間隙水圧が上昇し、旧地滑り地に多数ある池や棚田に亀裂やすべり破壊を引き起こす。また池に入った亀裂からパイピング破

壊により土が流動的に崩壊し、後には30°以上の不安定な急崖が残される。山古志村の梶金付近や虫亀付近などでこのタイプの大規模な崩壊により道路が巻き込まれ甚大な被害を蒙った。