平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震における栗駒ダム西方地域の斜面崩壊
Landslides in the Westward Area of the Kurikoma Dam at the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008

地理地殻活動研究センター　岩橋純子
Geography and Crustal Dynamics Research Center　Junko IWAHASHI

要　旨

宮城県北部に位置する栗駒ダム西方，行者滝付近までの４km^{2}の範囲について，航空機デジタルカメラ（DMC）のオルソフォト画像を用いて，岩手・宮城内陸地震による斜面崩壊の分布を調べ，地震前に航空レーザ測量で取得されていた詳細な DEM と比較し，現地観察と併せて，斜面崩壊の特徴を調べた．さらに，斜面型や崩壊サイズ，傾斜について，同様に詳細な DEM・崩壊地ポリゴンデータを保有する 2004 年新潟豪雨の被災地（出雲崎地域）と比較しながら統計解析を行った．その結果，次の事が明らかになった．岩盤崩壊であるか表層崩壊であるかには，岩相（溶結凝灰岩か否か）が強く影響している．崩壊跡地や地すべり地形に隣接，あるいは同じ場所で，大規模な崩壊が発生している事例がある．出雲崎地域の例と比較して，明らかに，尾根型斜面での崩壊が多く，また，急斜面で起きた崩壊や，大規模な崩壊が多い．

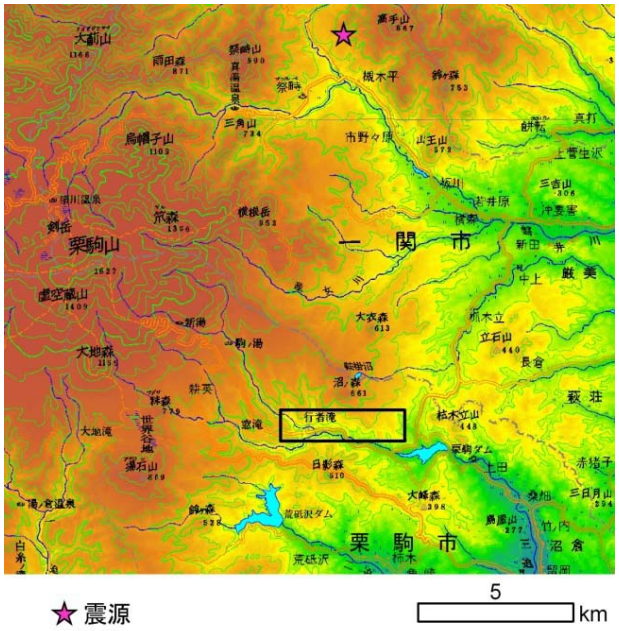
１．はじめに

2008 年６月 14 日，マグニチュード 7.2 の岩手・宮城内陸地震が発生した．この地震により，宮城県栗原市では震度６強を記録し，荒砥沢ダム上流の大規模地すべりはじめ，多くの斜面崩壊が発生した．この地震は，家屋被害よりも斜面災害が起きやすい特徴を持った地震動であった（後藤，2008）．

本研究は，宮城県栗原市の栗原ダム西方の東西４km，南北１km の範囲について，航空機デジタルカメラの詳細なオルソフォト画像を用いた判読と現地踏査によって，崩壊地の調査を行うと共に，航空レーザ測量による地震前の２mメッシュ DEM を用いて，崩壊発生斜面の旧地形や，統計的特徴を調べたものである．航空レーザ測量による大縮尺 DEM を旧崩壊地の調査に用いることは，千木良（2006）が提案している．本研究は，調査手法についても，大縮尺のオルソフォトや GIS を組み合わせて実験的な試みを行い，新技術の効果と限界の検証も目的としている．なお，発災前の大縮尺の DEM が存在するのは珍しいケースである．

２．調査地域の概要

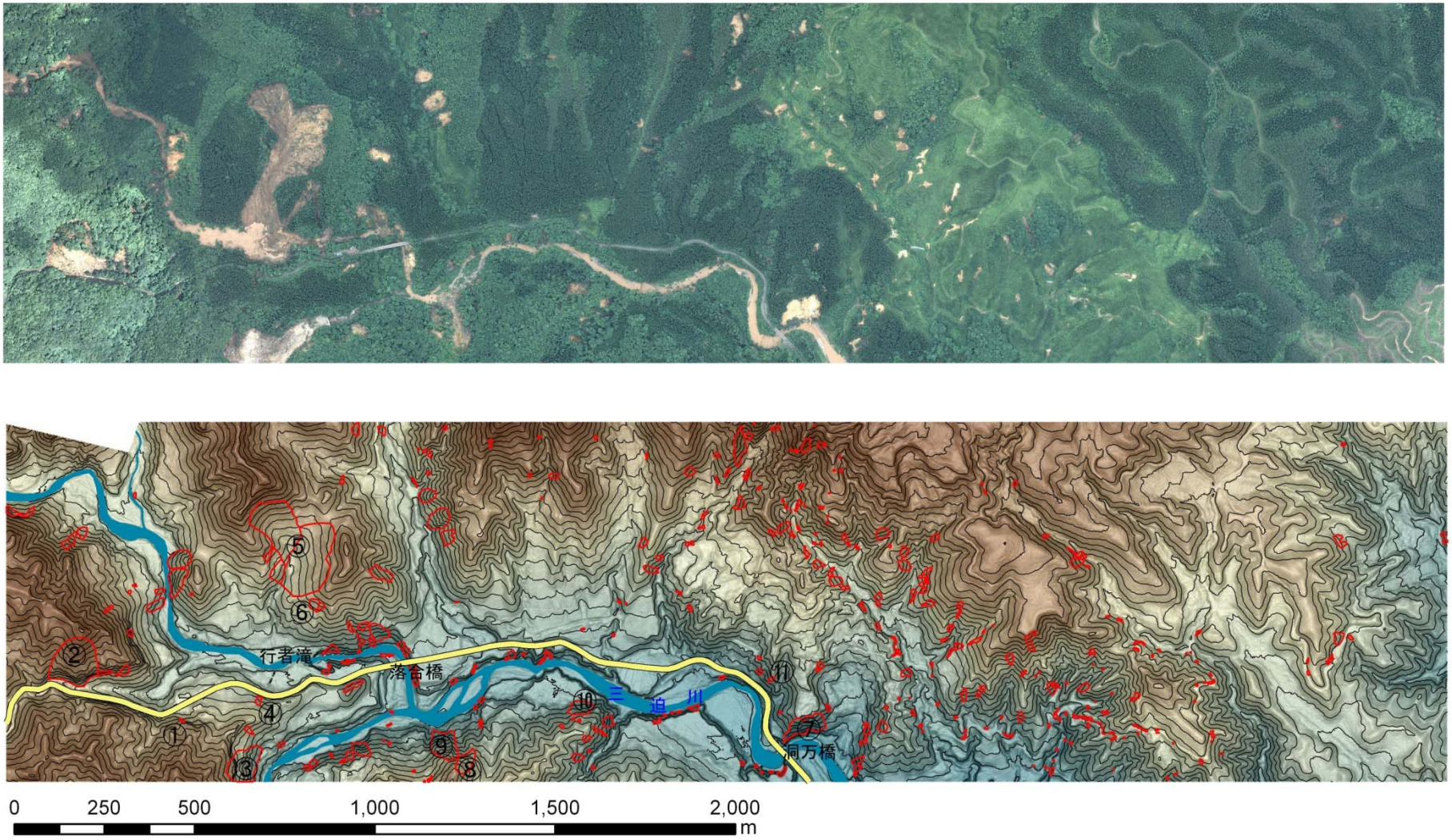
調査地域（図－１）は岩手県境に近い宮城県栗原市の栗駒山麓に位置し，栗駒ダム西方の南北１km，東西４km の地域である．三迫川沿いに走る県道 42 号線沿いの山地を中心とした地域で，岩手宮城内陸地震の際には，353 箇所におよぶ斜面崩壊が発生した．１万 m^{2}を超える大規模崩壊も，３箇所で発生している．調査地域の地質は新第三紀の火山噴出物が大部分であり，行者滝西側・周辺の溶結凝灰岩（北川層）や軽石凝灰岩（小野松沢層など）の斜面，洞万橋周辺の安山岩類（細倉層・葛峰層）の斜面などが含まれる（通商産業省資源エネルギー庁，1983；栗駒地熱地域地質図編集グループ，1986）．



図－１　調査地域（黒枠）

３．DEM およびオルソフォト画像を用いた崩壊地判読および GIS データ作成

崩壊地の空間分布の調査は，通常，空中写真のステレオペアを肉眼実体視し，地形図に転記することによって行われる．その際，地形図の縮尺が小さいと，位置が正確に描画できないという問題が起きる．崩壊地の位置情報を最も正確に取得する方法は，図化機で実体視しながら界線を描画する手法であり，一部で，偏光モニターと組み合わせたパソコン上のシステムを使って実用化されている．ただし，広い面積の作業を行うには時間がかかり，疲労が強いな



図－２　航空機デジタルカメラによる岩手宮城内陸地震２日後のオルソフォト画像（上）および崩壊範囲図（下）.

赤枠が崩壊範囲．崩壊範囲図の背景は，地震前の航空レーザ測量による２mDEM から作成した傾斜図と段彩図，10m等高線をオーバーレイしたもの．丸数字は地点番号（第４章）．黄色で表示した道路が県道 42 号線.

どの面があり，本研究では，もう少し緊急時に作業しやすい手法として，大縮尺のオルソフォト画像を用いて,画面上で拡大しながら崩壊地の分布を調べ，GIS ソフトによって直接ポリゴンを取得することを試みた.

崩壊地の判読に使用した DEM およびオルソフォト画像は，航空レーザ測量および航空機デジタルカメラによって得られたデータを基にしている．データの諸元は表－１の通りである.

表－１　データの諸元

航空機デジタルカメラ撮影諸元	
撮影日	2008/6/16
対地高度	1200m
撮影縮尺	1/10,000
単写真解像度	12cm
ｵﾙｿﾌｫﾄ画像解像度	20cm
作業機関	国際航業㈱
航空レーザ測量諸元	
撮影日	2006/9/5，9/25，2007/2/26
対地高度	7000～8500ft（2400m 前後）
パルストレート	24000Hz，40600Hz
スキャン角	32～39°
平均計測密度	各 2m
DEM 解像度	2m
作業機関	国際航業㈱

オルソフォト画像で判読する利点は,まず第一に,画面上で拡大できることである.今回は 20cm 解像度のオルソフォト画像を利用したが，幅３m程度までの崩壊地が判読可能だった．ただし，単写真が基になっているので，影になる部分の崩壊を見落とす可能性が，ステレオペアを用いての肉眼実体視より高くなる．また，崩壊部と堆積部の傾斜変換線が分かりにくいため，両者の区別がつきにくい．今回は，高解像度の画像を用いたため,堆積物の状況も見え，そのような問題は少なかった．GIS 上で直接崩壊地ポリゴンを取得できるのも，オルソフォト画像の利点である．今回は，ArcGIS（ESRI）を用いて，判読した崩壊地の形状をデジタイズし，まず，崩壊部・堆積部に分けてポリゴンデータを作成し，災害状況図の予察図とした．これを DEM から作成した傾斜図に重ねて現地に持ち込み，現場の状況と比較し，確認・修正した.

調査地域をカバーする大縮尺の地形図が作成されていないため，現地調査の際には，２mDEM から作成した画像を位置の把握に利用した．航空レーザ測量によるこのような大縮尺の DEM には，植生条件が良いと，林道，杉の人工林を手入れするために作られた徒歩道，河川沿いの低い段丘崖，さらには樹林下の崩壊跡地や地すべり地形など（第４章で後述），様々なものが写っており，画像処理技術で地形を表現することにより，現地で地形を把握するのに使える．今回は手軽な傾斜図やコンターマップを利用した．他にも，地上開度（横山ほか，1999）やそれを利用した赤色立体図（千葉，2004）など，微地形を際立たせる画像処理を行った DEM 画像は，同じように利用できる．現地調査で得た知見をもとに，崩壊部の界線の手直しを行い，発災前の地形との比較や崩土の状況から，斜面が崩れた範囲を推定し，崩壊範囲のポリゴンデータを作成し，崩壊範囲図を完成させた（図－２下）.

次章に，主な崩壊地についてのオルソフォト画像と傾斜図の観察結果を，現地観察を取り交ぜながら紹介する.

４．主な崩壊地の観察結果

2008 年９月に，洞万橋～行者滝上流の，県道 42 号線の周辺について，道路沿いの崩壊地の現地調査を行った．ここでは，それぞれ特徴のある主な崩壊地と,オルソフォト画像や傾斜図との比較を述べる．なお，地点番号（①～⑪）は，図－２に記入している.

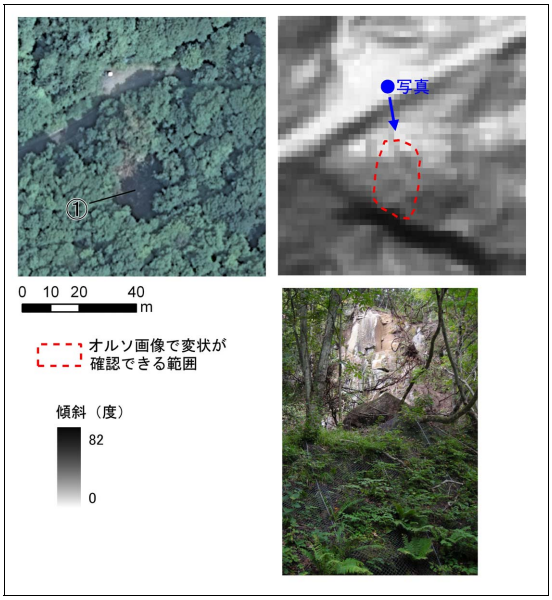
４．１　垂直に近い崖の崩壊（①）

本研究では，オルソフォト画像の効果と限界の検証も目的としているため，まず，限界について，地点①を例に述べる.

地点①の観察から，垂直に近い崖で起きた小規模な崩壊は,20cm 解像度のオルソフォト画像を用いても，堆積部のみが判読可能であり，崩壊部は，斜面に覆いかぶさる樹木によって隠れて見えないことが明らかになった．地点①は，オルソフォト画像では堆積部しか判読できないが（図－３上左），現地での観察から，奥にある溶結凝灰岩の急崖が崩壊部である（図－３下）．この急崖は，傾斜図（図－３上右）では判読できる．縦に入った節理が開いて崩れたものと推測される.

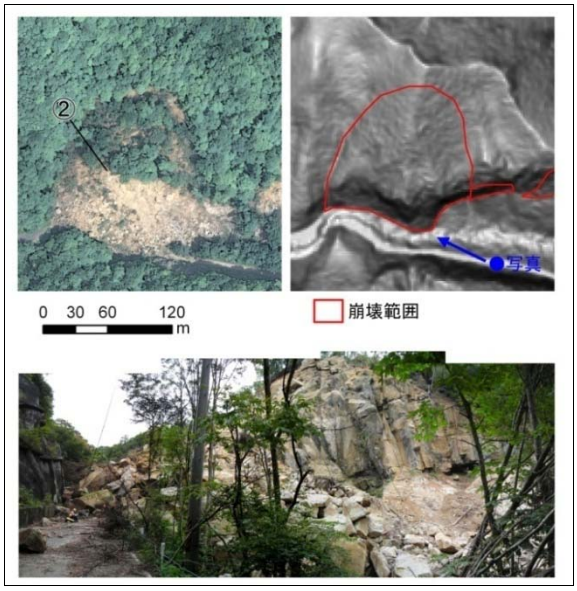
この箇所から西へ道路を 150mほど進んだ地点には，同じような垂直に近い急崖で，法枠工が施されている斜面があったが，こちらは崩壊をまぬがれていた．その斜面は，オルソフォト画像では樹木に覆われ法面が映っていない.

オルソフォト画像で,急崖が樹林に覆われており，下流に堆積部が見える所は，調査地域内に他に数か所散見された．このような場所については，崩壊範囲図の作成の際，傾斜図を用いて崩壊部を推測・描画した.



図－３　地点①のオルソフォト画像（左上），発災前の傾斜図（右上），現場写真（下）．

４．２　初生的な岩盤崩壊（②）



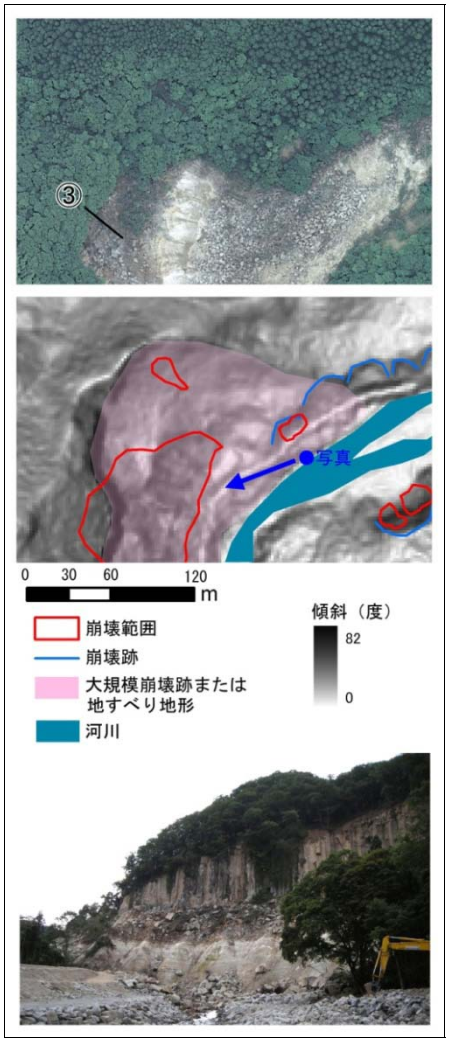
図－４　地点②のオルソフォト画像（左上），発災前の傾斜図（右上），現場写真（下）．

地点①の 300mほど西にある，規模の大きな岩盤崩壊である．旧地形に馬蹄形の亀裂や大きな崩壊跡地が見られず（図－４右上），尾根の部分が大きくずり落ちた初生的な崩壊である．このような尾根型斜面の大規模な崩壊は，豪雨による崩壊では通常見られない．現場写真（図－４下）のように，上位の岩盤が，柱状節理ごとはらみ出し崩れ落ちている．対面がすぐ斜面になっているため，崩壊部は完全に崩れ落ちず，斜面上に留まっている．

なお，この崩壊地の下部に連続していた急崖は，傾斜図で読み取れるが，現地観察の結果，溶結凝灰岩と軽石凝灰岩の地質境界に相当していた．本地域の地質図は縮尺が小さいため，このような，高解像度の DEM から見える微地形の情報は，地質図を補完する情報として有用である．

４．３　柱状節理の大崩壊（③）

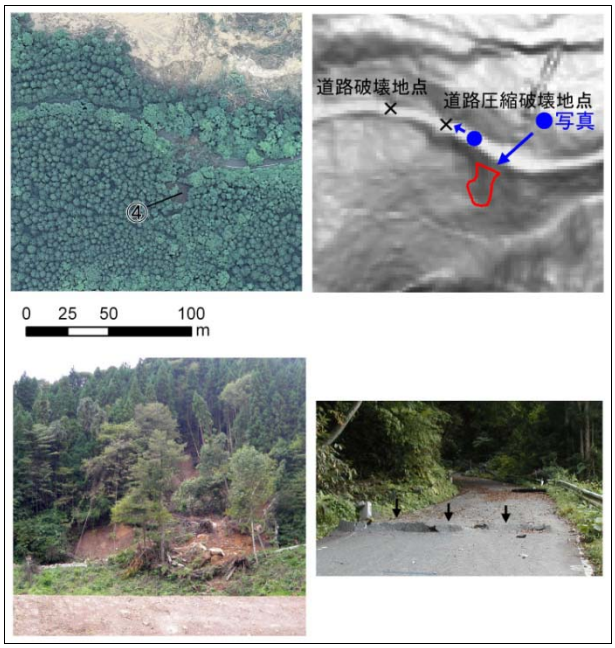
地点③は，地点②同様，溶結凝灰岩の柱状節理の層が崩れ落ちた岩盤崩壊であるが，さらに大規模である．航空レーザ計測範囲の外縁に近いため，南の部分が欠けているが，傾斜図（図－５中）から，旧地形に，円弧状の崖や直下の不自然な高まりが観察でき，大きな崩壊跡地に隣接して起きた崩壊と考えられる．なお，地質図では，この大規模崩壊跡付近に断層が記入されている（栗駒地熱地域地質図編集グループ，1986）．地点③の崩壊メカニズムについては，詳しい報告があるが，下位の軽石凝灰岩が弱かったため，上位の柱状節理が座屈を起こして崩壊したと推定されている（千木良，2008）．



図－５　地点③のオルソフォト画像（上），発災前の傾斜図及び崩壊跡地（中），現場写真（下）．

４．４　小規模だが深い崩壊（④）

地点③の尾根をはさんで反対側に位置する．幅 16 m程度と小規模だが，道路対策工が破壊され，崩壊深は深く，溶結凝灰岩の岩盤崩壊である．ただし，斜面の高さが低いため，堆積物には表土の割合が多い．旧地形では急斜面になっているが，はっきり判読できる崩壊跡地は見られない（図－６）．地点④の崩壊の西側 20mの路面では，道路が圧縮破壊されており（図－６下右写真），さらに 30mほど西の道路にも亀裂・陥没が見られた．傾斜図では，道路の圧縮破壊地点の旧地形に小さな鞍部があるように見える（図－６上右）．この周辺は地震の際，東西圧縮 1.5m の変位があり，地表地震断層の兆候がある場所と報告されている（産業総合研究所，2008）．地質図（栗駒地熱地域地質図編集グループ，1986）から，地点④の周辺には元々断層が存在すると考えられるが，既存断層との関係は不明である．

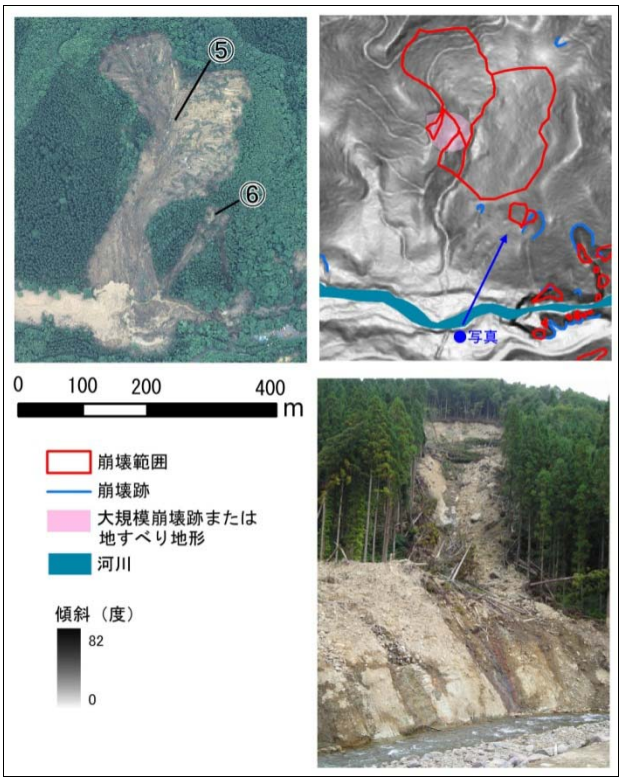


図－６　地点④のオルソフォト画像（上左），発災前の傾斜図（上右），現場写真（下）．

４．５　大規模だが浅い崩壊（⑤，⑥）

地点⑤・⑥は，行者滝上流の北東側で，軽石凝灰岩を主体とする斜面である．地点⑤で，谷全体が崩れる大きな崩壊が起きている．調査地域内で最も面積の大きい崩壊であるが，オルソフォト画像から，基本的には旧地形の形状に沿った崩壊であり，表面の土砂が，斜面構成物質を少し巻き込みながら崩れ落ちたように見える．崩壊した斜面の旧地形は，丸味を帯びた直径 300mほどの広い斜面であり，特色のある地形である．すぐ南東にも，オルソフォト画像で崩落物の状況が似ているように見える崩壊地があるが（⑥），こちらは規模が小さいので現地で全体像を一望できた（図－７下）．やはり，旧地形の谷に沿った，あまり深くない崩壊である．地点⑥の東隣は，谷頭斜面の再崩壊である．

なお，傾斜図で，山地斜面に見られるコンター状の線は，林道や，杉の人工林を手入れするために設けられた徒歩道である．

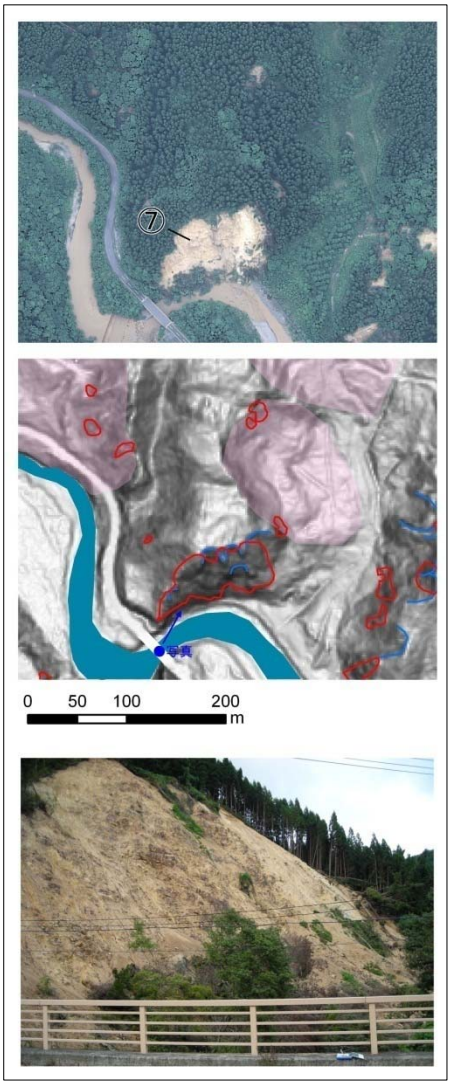


図－７　地点⑤・⑥のオルソフォト画像（上左），発災前の傾斜図および崩壊跡地（上右），地点⑥の現場写真（下）．

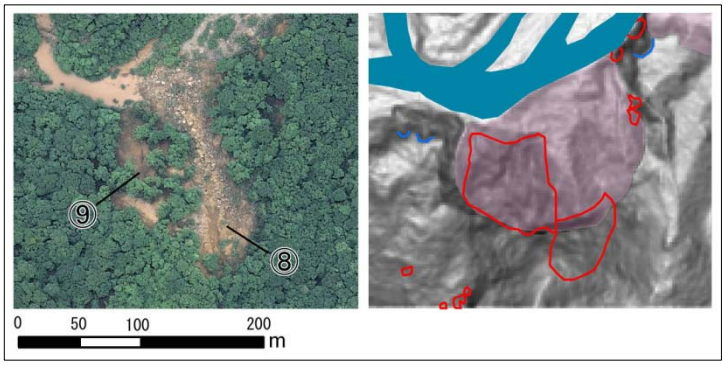
４．６　大規模だがごく浅い崩壊（⑦）

地点⑦は，幅 120mにわたって斜面が崩れ落ちたかなり大きな崩壊地だが，ごく浅い表層崩壊である．この箇所は，安山岩溶岩の斜面である．旧地形には，馬蹄形の崖がいくつも見られ，崩壊が繰り返されてきた場所のようである．

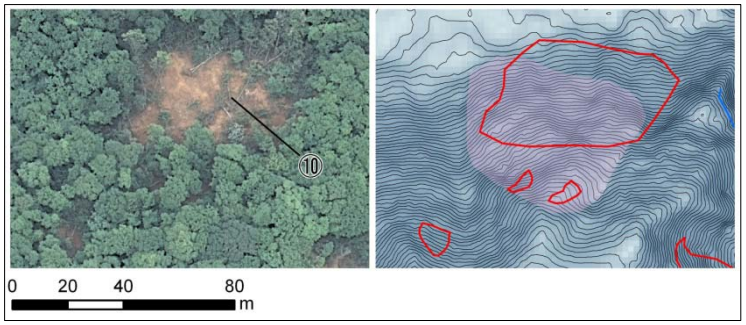
安山岩溶岩の斜面では，多くの小規模な崩壊が起きたが，オルソフォト画像の観察から，基本的に，地点⑦と同様の表層崩壊であると推測される．小規模な表層崩壊が多発した事とは対照的であるが，傾斜図の観察から，地点⑦の周囲（図－８）はじめ，安山岩溶岩の斜面には，地すべり地形と考えられる地形が多く見られた．



図－８　地点⑦のオルソフォト画像（上），
発災前の傾斜図および崩壊跡地（中），
現場写真（下）．
傾斜図の凡例は図－７と同じ．



図－９　地点⑧・⑨のオルソフォト画像（上），発災前の傾斜図
および崩壊跡地（中）．
傾斜図の凡例は図－７と同じ．



図－10　地点⑩のオルソフォト画像（上），発災前の傾斜図および
崩壊跡地（中）．
傾斜図の凡例は図－７と同じ．

４．７　溶結凝灰岩と軽石凝灰岩の崩壊（⑧，⑨）

地質図から，地点⑧は溶結凝灰岩，地点⑨は軽石凝灰岩の斜面であると推測される．オルソフォト画像のみの観察になるが，⑧は軽石凝灰岩の上位に載った溶結凝灰岩の尾根が崩れ落ちた岩盤崩壊であり，発生様式は地点②に似ている．ただし，旧地形を見ると（図－９右），ここでは下流に古い大規模崩壊跡と思われる円弧状の崖が観察でき，崖より上位が新たに崩れ落ちたものである．

地点⑨は，地点⑦同様に，規模は大きいものの表層崩壊である．

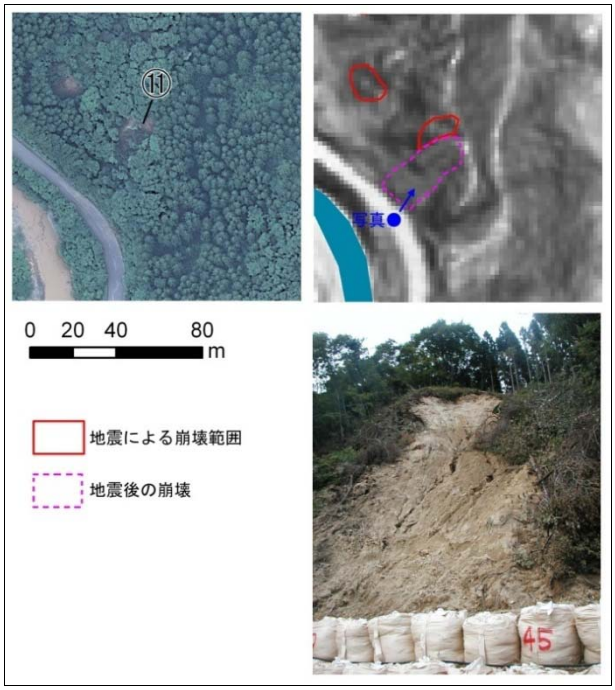
４．８　地すべり地で起きた崩壊（⑩）

ここもオルソフォト画像のみでの観察だが，安山岩分布域の斜面である．地点⑩の少し上位には，地すべりと思われる旧地形が観察される．地すべり地形の判読には，傾斜図だけでなく DEM から１ｍコンターを発生させたものが有効だった（図－10）．

尾根を切る馬蹄形の段差や，下流側の斜面のコンターの乱れが観察できる．ほぼ同じ規模の崩壊が，今回の地震で起きている．オルソフォト画像では，浅い崩壊に見えるが，南側（尾根側）の２つの小崩壊も併せてひとつながりの，地すべりの再滑動である可能性もある．

４．９　地震後の崩壊（⑪）

地点⑪は，地震直後に撮影されたオルソフォト画像（図－11 左上）には映っていない崩壊である．オルソフォト画像では，斜面の頂部に小規模な崩壊が見られるのみだが，地震から３か月後の現地調査の際には，道路際まで及ぶ崩壊地が見られた（図－11 下）．凹地の表土が崩壊したもので，崩土にはガリーが深く刻まれている．また，崩壊地のすぐ脇から道路上に流れ出す湧水が見られた．これは，地震後の降雨による崩壊と推測され，地震の際起きた直上の崩壊地の崩土を巻き込んだ再崩壊であると考えられる．



図－11　地点⑪のオルソフォト画像（上左），発災前の傾斜図および崩壊跡地（上右），現場写真（下）．

５．地震による崩壊の特徴：出雲崎地域との比較

第４章で紹介したように，栗駒ダム西方地域の崩壊のいくつかには，尾根部の崩壊，割れ目による崩壊など，郎・中村（1997）や釜井（1989）で挙げられた地震による崩壊の特徴が観察されたが，その他，GIS を利用することによって，統計的にも，地形的特徴を知ることができる．

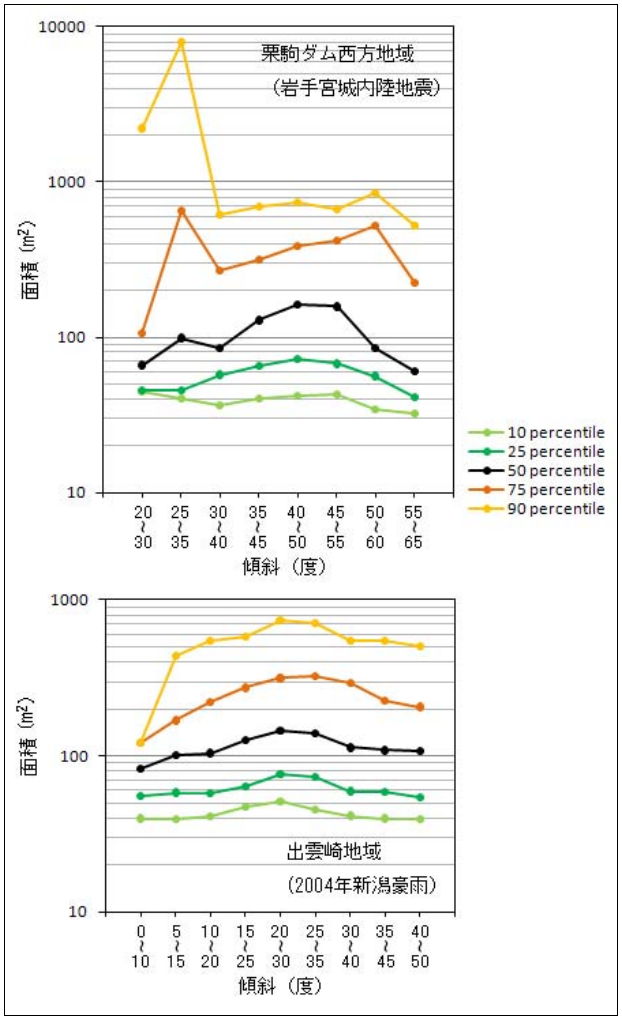
この章では，栗駒ダム西方地域と同様に航空レーザ測量による２mDEM と詳細な崩壊地ポリゴンデータを保有している出雲崎地域との比較結果を紹介する．ここで比較した出雲崎地域は，新潟県出雲崎町・長岡市境の西山丘陵にまたがる 20km^2 で，新第三紀堆積岩類の斜面である．2004 年７月新潟豪雨の際に，西山丘陵では多くの斜面崩壊が起きた（齋藤，2007；Yamagishi and Iwahashi，2007）．なお，崩壊地を判読するために使った空中写真の縮尺およびオルソフォト画像の解像度は，出雲崎地域の方が粗いため，岩橋ほか（2009）から，出雲崎地域の崩壊地について確実に判読できた下限を 30m^2 と考え，それ以下のサイズの崩壊地は省いて比較している．また，出雲崎地域の DEM は，災害後に撮影されたものであるが，崩壊の大部分が表層崩壊であり（齋藤，2007），斜面傾斜の大勢に影響はないと考える．

栗駒ダム西方地域で起きた崩壊は，出雲崎地域の豪雨による斜面崩壊とは，発生場所の地形の傾向に明らかに違いがある．栗駒ダム西方地域では，尾根型斜面の崩壊が目立つ．統計値を調べるために，DEM から水平曲率を計算し，崩壊地ポリゴン内での水平曲率の平均値の符号から，尾根型・谷型に分類した．出雲崎地域の場合，崩壊が起きた斜面のうち，尾根型斜面は 116 箇所/845 箇所で 14%である．尾根型斜面の崩壊面積の 50 パーセンタイル値は 67m^2，谷型斜面の崩壊では 134m^2 で，豪雨による崩壊であるため，質量ともに，集水域となる谷型斜面の崩壊が主体である．一方，栗原ダム西方地域では，尾根型斜面の崩壊は 145 箇所/261 箇所で 56%と割合が高い．崩壊地面積も，尾根型斜面で起きた崩壊の 50 パーセンタイル値は 135m^2，谷型斜面で起きた崩壊の 50 パーセンタイル値は 108m^2 で，豪雨による崩壊と比較して，明らかに，尾根型優勢である．

中越地震による斜面崩壊では，規模が大きいものは地質（岩相，地質構造）の寄与が傾斜と併せて大きかったことが，25mメッシュのデータを用いた分析により分かっている（岩橋ほか，2008）．栗駒ダム西方地域の崩壊でも，大規模な崩壊は，地域西方の，火砕岩（溶結凝灰岩，軽石凝灰岩）の斜面に多く，安山岩の斜面には比較的小規模な表層崩壊が多い．

また，崩壊地の傾斜と崩壊面積の関係は，栗駒ダム西方地域と出雲崎地域で大きく異なっている．図－12 は，傾斜 10 度の幅で，その区間の 10 パーセンタイル～90 パーセンタイルの崩壊面積をプロットしたグラフである．崩壊地の傾斜は，３×３のウィンドウサイズで２mDEM から計算したセル値の平均値である．崩壊個数が数個しかない区間は省いている．また，30m^2 以下のサイズの崩壊地は省いてグラフを作成している．図－12 から，主体となる崩壊の面積（50 パーセンタイル）は，栗駒ダム西方地域でも出雲崎地域でも，100m^2 前後と，同じ程度である．しかし，栗駒ダム西方地域の崩壊の方が，崩壊面積のばらつきがずっと大きい．出雲崎地域の豪雨による崩壊が，集水域の幅を越えないのに対して，岩手宮城内陸地震の際には，数は少ないが，尾根ごと崩れるような大規模な崩壊が調査地域内でも起きており，それがグラフに反映されていると考えられる．また，崩壊地の面積が最も大きくなる傾斜が，50 パーセンタイルで見たところ，栗駒ダム西方地域では 50 度前後と非常に急角なのに対して，出雲崎地域では 30 度前後であり，両者の差は 20 度にもなる．

総合すると，栗駒ダム西方地域の崩壊は，非常に急傾斜で，なおかつ大規模なものが比較的多い．



図－12　崩壊地の面積と傾斜の関係．

６．考察とまとめ

本調査では，崩壊範囲図作成に解像度 20cm のオルソフォト画像を利用した．オルソフォト画像は，垂直に近い崖は写らないとの問題点はあったものの，高解像度であったため，崩土が写っているものなら幅３m程度までの崩壊地が判読可能だった．また，GIS ソフトを利用して直接ポリゴンを描画できるため，転写時の位置ずれの問題も少なく，作業効率が良かった．

航空レーザ測量の DEM から作成した傾斜図を利用したが，切土斜面があれば徒歩道もとらえられているなど，樹林下の地形がよく見えた．地すべり地形や崩壊跡地と推定される地形も観察でき，過去の崩壊地の分布と比較することが可能だった．今回は，めずらしく，発災前のデータが存在したため，旧崩壊地や地すべり地形と発災後の比較が容易だった．

調査地域の崩壊の特徴は，まず，岩相の影響の強さである．岩相が，崩壊の規模や崩壊形式に強く影響している．溶結凝灰岩の崩壊は，崩壊規模がさほど大きくない個所でも，深い岩盤崩壊となっている（地点④）．逆に，溶結凝灰岩でない所では，規模が大きくとも，表層崩壊である（地点⑤・⑦）．このような崩壊様式の違いには，溶結凝灰岩の柱状節理の影響が強い．

図－12 で明らかなように，栗駒ダム西方地域では，豪雨による出雲崎地域の崩壊と比較して，急斜面の崩壊が多かった．これは，安息角の差というよりは，地震による崩壊では，柱状節理など地質構造に起因したものが多いため，急斜面の崩壊が多かったのだろうと考えられる．地震による崩壊で，地質構造の影響が統計的に見ても強いことは，新潟県中越地震による崩壊の際にも観察されている（岩橋ほか，2008）．一方，出雲崎地域では，表層崩壊がほとんどであること，風化帯の土壌硬度や厚さの増加に伴い，崩壊部の規模が増すことが分かっている（齋藤，2007）．出雲崎地域の崩壊の規模が，急斜面では頭打ちになっているのは，表土の発達と関係していると推測できる．

地震の際に尾根型斜面で崩壊が起きる傾向があることは，朗・中村（1997）等で報告されているが，2004 年新潟県中越地震のケースでも，解析に用いたデータが 25m とスケールは異なるが，曲率の絶対値が大きい箇所ほど，すなわち，尾根や斜面脚部ほど崩壊地の面積密度が高くなる傾向が観察されている（岩橋ほか，2008）．岩手宮城内陸地震における栗駒ダム西方地域の崩壊でも，尾根部での崩壊の頻発が非常に顕著であった．

最後に，地震から３か月後の９月に，本調査地域をはじめとする被災地の現地調査を行ったが，巨大な崩壊地が多く，斜面上に不安定岩塊がそのまま残っている箇所や，道路が未だ完全にふさがっている箇所も見られ，難工事と現地の方々のご苦労が察せられた．犠牲者の方々にお悔やみを申し上げると共に，一日も早い復興を心からお祈り申し上げます．

謝　　辞

元新潟大学自然科学研究科齋藤正弥氏には，2004 年豪雨による出雲崎町の崩壊地データをご提供いただいた．地理情報解析研究室の小荒井衛室長には，現地で議論・指導していただいた．同研究室の神谷泉主任研究官には，崩壊地の統計解析についてご指導いただいた．ここに厚く謝意を表します．

参 考 文 献

千葉達郎（2004）：赤色立体地図と地すべり地形判読，（社）日本地すべり学会関西支部シンポジウム「GIS と地すべりハザードマップ」，ISBN 4-9900618-9-6 C3051，27-39.

千木良雅弘（2006）：地すべり・崩壊の発生場所予測　－地質と地形からみた技術の現状と今後の展開－，土木学会論文集C，62（４），722-735.
千木良雅弘（2008）：2008 年岩手・宮城地震による地すべり調査結果報告，京都大学防災研究所，http://www.slope.dpri.kyoto-u.ac.jp/mountain/miyagi_2008eq.pdf（accessed 23 Oct. 2008）.
後藤浩之(2008)：岩手・宮城内陸地震災害報告　地震と地震動の概要，京都大学防災研究所ニュースレター，No.49，9-10.
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），印刷中.
岩橋純子，山岸宏光，神谷　泉，佐藤　浩（2008）：2004 年７月新潟豪雨と 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.
釜井俊孝（1989）：1987 年千葉県東方沖地震による小崩壊の分布特性－崩壊の分類と安定の検討－，地すべり，26（２），1-8.
栗駒地熱地域地質図編集グループ（1986）：10 万分の１栗駒地熱地域地質図および説明書，特殊地質図，工業技術院地質調査所，26（地図１シート）.
齋藤正弥（2007）：出雲崎地域における 2004.7.13 新潟豪雨による崩壊－地形・地質要因の検討－，2006 年度新潟大学大学院自然科学研究科研究報告書，119.
産業総合技術研究所（2008）：地表変動地点確認位置図，http://unit.aist.go.jp/actfault/katsudo/jishin/iwate_miyagi/080709_1map.pdf（accessed 23 Oct. 2008）.
郎　寛華，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.
通商産業省資源エネルギー庁（1983）：昭和 57 年度広域調査報告書「栗原地域」，52.
Yamagishi, H. and Iwahashi, J.（2007）：Comparison between the two triggered landslides in Mid-Niigata, Japan by July 13 heavy rainfall and October 23 intensive earthquakes in 2004. Landslides, ４，389-397.
横山隆三，白沢道生，菊池　祐（1999）：開度による地形特徴の表示，写真測量とリモートセンシング，26-34.