

第2編 地形・地質

佐々木 靖人^{*1}

塩見 哲也^{*2}

阿南 修司^{*3}

by Yasuhito Sasaki,

Tetsuya Shiomi

and

Shuji Anan

細 目 次

1 . 概 要	3
2 . 中越地域の地形	3
3 . 中越地域の地質	4
4 . 活構造	5
4.1 活断層	5
4.2 活褶曲	9
5 . 地震被害と地形・地質との関係	9
6 . 斜面崩壊発生箇所における地形・地質的特性の検討	10
6.1 検討範囲の地形・地質	10
6.1.1 地形・地質概要	10
6.1.2 地すべり	11
6.2 地形・地質特性の把握方法	11
6.2.1 斜面崩壊発生箇所の抽出	11
6.2.2 地形特性の抽出	12
6.2.3 地質特性の抽出	12
6.3 斜面崩壊発生箇所の地形・地質的特性	13
6.3.1 崩壊等の長さおよび最大幅との関係	13
6.3.2 斜面方位との関係	13
6.3.3 傾斜度との関係	13
6.3.4 斜面方位と傾斜度による崩壊等発生率の検討	14
6.3.5 斜面の凹凸との関係	14
6.3.6 受け盤および流れ盤との関係	16
6.3.7 岩質との関係	18
6.3.8 岩質および地質構造との関係	20
6.3.9 褶曲軸および断層からの距離との関係	20
7 . まとめ	21
謝 辞	22
参考文献	22

*1 土木研究所材料地盤研究グループ（地質チーム）上席研究員

*2 土木研究所材料地盤研究グループ（地質チーム）交流研究員

*3 国土交通省近畿地方整備局大戸川ダム工事事務所（前 土木研究所材料地盤研究グループ（地質チーム）主任研究員）

1. 概要

中越地震の震源域は、北北東-南南西方向に延びる東山丘陵および魚沼丘陵に分布していた。これらの丘陵のほか、丘陵と山地の境界や震源域も北北東-南南西方向に延びており、震源域周辺の地形・地質は全体的にこの方向に特徴的な構造を持っている。丘陵と山地の境界には山下(1970)¹⁾の提唱した新発田-小出構造線が位置し(例えば 2)³⁾⁴⁾、この構造線は地質分布の境界ともなっている(図-2.1 参照)。震源域周辺の地質は、構造線より東の山地に主として先新第三系が、西の丘陵に新第三紀以降の堆積岩が分布している。

構造線より西に分布する堆積岩は、中新世以降の構造運動を受けて断層や褶曲構造が発達している。現在の地形はこの構造運動により形成され、盆地や平野の縁辺部には北北東-南南西方向に延びる活断層が認められている(例えば 6)^{~11)}。また信濃川沿いに発達する段丘にも褶曲による変形が認められ(例えば 12)¹³⁾、褶曲運動が第四紀更新世以降にも継続している証拠となっている。

東山丘陵・魚沼丘陵は日本でも有数の地すべり地帯であり、調査・研究も多く行われている(例えば 3)⁴⁾¹⁴⁾¹⁵⁾。地すべりが多発する原因としては、構造運動により亀裂や小断層が岩盤内に形成され透水性が高くなることや斜面に対して層理面が流れ盤構造を形成していること、軟岩に分類される物理的、化学的な作用に対して抵抗性の低い岩盤や未固結で含水率の高い地盤が分布すること、さらに地下水位や間隙水圧を上昇させる降



図-2.1 新潟県中越地震震源域周辺の地質概略
(岡村・柳沢(2005)⁵⁾に一部加筆)

雨や降雪の量が多いことなどがある。これらの要因は地すべりを含めた斜面崩壊全般に対しての要因となる。新潟県中越地震は上記のような地質的に脆弱な状況にある丘陵の直下で発生し、斜面崩壊による被害も多く発生している。第2編では、このような地形・地質特性をもつ新潟県中越地域における地形および地質の概説を2章~4章で、地震被害と地形・地質との関係を5章で、地震被害のうち特に斜面崩壊と地形・地質との関係を6章で述べていく。

2. 中越地域の地形

この地域の地形を概観すると、東から標高 1,500 - 2,000m の急峻な越後山脈、その西に震源域が分布する東山丘陵・魚沼丘陵(あわせて魚沼丘陵と呼ばれることもある)さらに西に東頸城丘陵が分布し、越後山脈と東山丘陵・魚沼丘陵の間を魚野川・破間川、魚沼丘陵と東頸城丘陵の間を信濃川が流下している(図-2.2 参照)。

この地域の地形の特徴として、平野や盆地の長軸、丘陵の稜線、河川の流下方向などが北北東-南南西方向に延びていることが挙げられる。これは更新世~現在に至るまでの構造運動の結果を反映したものである。越後山脈と丘陵の境界も北北東-南南西方向に直線的に延びており、地質学的には新発田-小出構造線と呼ばれる断層上に位置する。この構造線を境に地形・地質とも大きく異なり、この構造線より西側の丘陵に、北北東-南南西方向に延びた特徴的な稜線や谷地形が見られる。丘陵には新第三紀以降の地質学的に比較的新しい堆積岩が分布し、丘陵の地形はこの地層が構造運動に伴う複数の断層や褶曲により変位・変形して形成されたものである。現在見られる丘陵の稜線や斜面は褶曲構造に規制され、背斜軸あるいは向斜軸付近に主要な稜線や谷が概ね位置している。背斜の西翼が緩傾斜となっている地域では西側斜面が緩く、東側斜面が急勾配のケスタ地形を示すところもある。

新発田-小出構造線より西は中期中新世に急速に沈降して形成された堆積域で、厚い海成層を堆積させる場となっていた。後期中新世から鮮新世の初めには沈降域内に隆起が起こり、鮮新世末から更新世には内湾から平野の堆積物の魚沼層群が堆積、その後、比較的短い期間に激しい褶曲運動が起こり、現在の丘陵を形成したとされている⁴⁾。

震源域周辺を流れる主要な河川には信濃川および信濃川の支流の魚野川、破間川がある。魚野川は六日町盆地の中を北北東に流下し、小出にて破間川と合流し

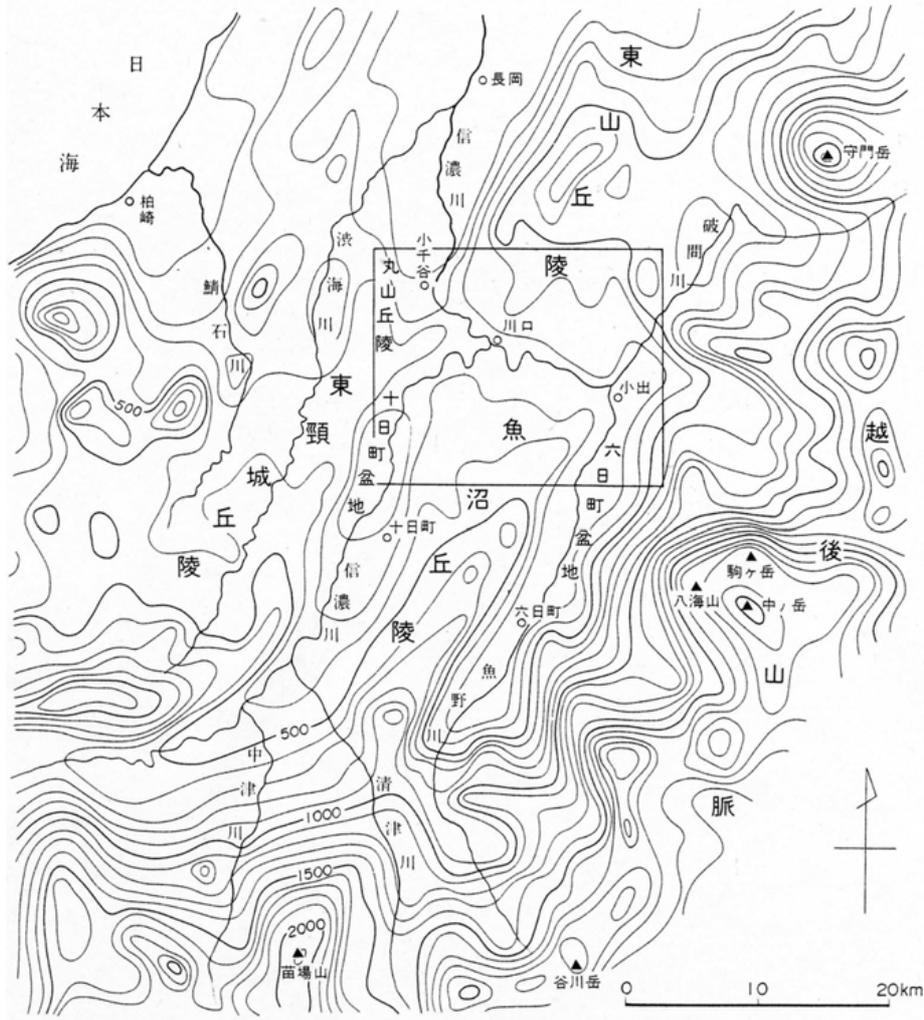


図-2.2 中越地域の地形（出典：柳沢ほか（1986）²⁾）
 （図中の枠は地質図幅「小千谷」²⁾の範囲を示す）

て西北西に向きを変え、川口町で信濃川に合流する。また信濃川は十日町盆地の中を北北東に流下し、小千谷の北で長岡から新潟にかけて広がる新潟平野へ至っている。この地域の河川沿いの地形的特徴としては、河成段丘の発達が挙げられる。新潟平野に至るまでの信濃川では段丘がよく発達しており、模式地として多くの研究が行われている¹⁶⁾。また魚野川でも六日町盆地では盆地西縁の一部および小出から川口において段丘の分布が認められる。信濃川沿いでは、これまでの研究で7~10段程度の段丘面が区分されている。段丘面の中には活褶曲による変形が認められるものがあり、またその変形も高位の古い段丘面ほど大きい傾向があることが指摘され^{例えは 12)13)}、褶曲運動が第四紀更新世以降にも継続していることが分かる。

十日町盆地では、現河道付近まで段丘崖が迫っており沖積低地の発達に乏しいものとなっている。また六日町盆地では厚い礫層が盆地内に堆積し、その上も扇

状地性の堆積物に広く覆われている²⁾。したがって小千谷付近までの河川沿いには液状化が起きやすい砂質土層からなる沖積低地の分布はわずかで、沖積低地は小千谷付近以北の新潟平野に広範囲に分布し、長岡市内の信濃川周辺で液状化現象が報告されている^{例えは 17)}。

3. 中越地域の地質

図-2.3 に中越地域の地質図を示す。

この地域の地質は、新発田 - 小出構造線を境に大きく異なっている。構造線より東側は、先新第三系の中生界、花崗岩、変成岩の基盤岩類を主体とし、グリーンタフなどの新第三系の分布はわずかである。一方、構造線より西側の丘陵や平野の広がる場所では、新第三系や第四系が厚く堆積している。この新第三紀以降の地層は、最大約 5,000mの層厚を有している（図-2.4 参照）。また泥岩層が厚く堆積し、褶曲も発達しているため日本でも有数の油田地帯を形成している。

この地域に堆積する新第三紀以降の厚い地層は、下位から中部中新統の津川層、七谷層、中・上部中新統の寺泊層、上部中新統～下部鮮新統の椎谷層、鮮新統の西山層、下部更新統の灰爪層、上部鮮新統～中部更新統の魚沼層からなる(図-2.3、図-2.5 参照)。地質構造は、北北東-南南西方向の断層や褶曲軸に支配され、丘陵では上記の地層が褶曲軸に沿って細長く地表に現れる。また、層理面は褶曲によって西北西あるいは東南東に傾斜しているものが多く、丘陵の西向き斜面あるいは東向き斜面では流れ盤あるいは受け盤構造となっている。この他に、上記の地層を覆う未固結な被覆層として、丘陵周辺に分布する礫・砂・シルトからなる段丘堆積物、扇状地堆積物、崖錐堆積物、新潟平野を広く覆う沖積層がある。

以下に各地層の概要を述べる。

(1) 津川層

基底礫岩、砂岩、泥岩、凝灰岩からなる海成層で、新発田-小出構造線より東の守門岳山麓に見られる。

(2) 七谷層

深海成の泥質岩、硬質頁岩を主体とし、流紋岩・デイサイト質の火山砕屑岩類を挟む地域もある。地域によって層相が異なり、震源域付近では破間川流域の東山丘陵に西名層として分布する。

(3) 寺泊層

主として泥岩優勢の泥岩砂岩互層で深海の海底扇状地相とされる。火山岩類も伴う。東山丘陵では東山背斜の軸部および守門岳の北部および南部の山麓の一部に見られる。

(4) 椎谷層

砂岩泥岩互層からなるタービダイト性の深海成層である。黒色泥岩からなる椎谷層相当層は荒谷層と呼ばれる。東山背斜周辺には川口町荒谷付近の黒色泥岩に代表される荒谷層が分布する。

(5) 西山層

青緑色～灰色の塊状泥岩を主体とし西山丘陵(東頸城丘陵北部)を模式地とする。地域により層相が異なり、西山層相当層としてそれぞれ別の名称で呼ばれている。東山背斜周辺では灰色～暗灰色の塊状泥岩からなる層を牛ヶ首層、川口町西倉を模式地とする砂岩泥岩互層を川口層、長岡市妙見町白岩付近を模式地とする青灰色で塊状の砂質シルト岩および砂岩砂質シルト岩互層を白岩層としている。

(6) 灰爪層

浅海性の砂質シルト岩、石灰質砂岩からなる。主に西山丘陵(東頸城丘陵北部)に見られる。

(7) 魚沼層群

未固結な海成の砂層・泥層、デルタ・河川・氾濫源成の礫、砂礫シルト層からなり、魚沼丘陵、東山丘陵の南東部、東頸城丘陵に広く見られる。堆積相の詳細な研究から海退・海進を繰り返しながら全体として陸域環境に変化していく様子が解明されている。なお川口町和南津付近を模式地とする浅海成で細～粗粒の砂層からなる和南津層については、魚沼層群の最下位として扱う考えと魚沼層群に含めない考えがある。

(8) 段丘堆積物

段丘は信濃川沿いによく発達する。また魚野川、破間川沿いでも部分的に見られる。主として未固結の礫層から構成され、砂・シルトを伴う。一般に高位のものにはくさり礫や赤色化土壌が見られ、また中位のものには褐色土が見られる。

(9) 沖積層(平野部の堆積物)

小千谷より北方の新潟平野に広く分布する。最終氷期の海水準が最も低下していた時期以降に、海面上昇とともに信濃川やその支流からの供給物が堆積して形成された地層。河床砂礫や後背湿地の細粒の堆積物よりなる。

4. 活構造

中越地域は、日本を地質学的に東西に分断するフォッサマグナと呼ばれる大構造帯の北東部(北部フォッサマグナ)に位置し、新第三紀以降の地殻変動が活発で、褶曲速度も速い地域とされている。

中越地域の北部フォッサマグナは新発田-小出構造線より西側にあたり、ここは北北東-南南西方向の特徴的な地形を形成した構造運動に伴う断層や褶曲が多く存在する。断層のいくつかは第四紀後期に活動し将来も活動する可能性があるとして推定される活断層とされているものや、褶曲のいくつかは現在あるいは最近も変形が進行していると推定される活褶曲とされているものがあり、これらに関する地形・地質の研究が多く行われている。

4.1 活断層

この地域に分布する活断層について位置が図示されている資料としては、『信越地域活構造図』(地質調査所,1979)¹⁹⁾、『新編 日本の活断層』(活断層研究会,1991)⁶⁾、『都市圏活断層図「長岡」⁷⁾「小千谷」⁸⁾「十日町」⁹⁾』(国土地理院,2001)、『活断層詳細デジタルマップ』(中田・今泉編,2002)¹⁰⁾、『第四紀逆断層アトラス』(池田ほか,2002)¹¹⁾などがある。『活断層

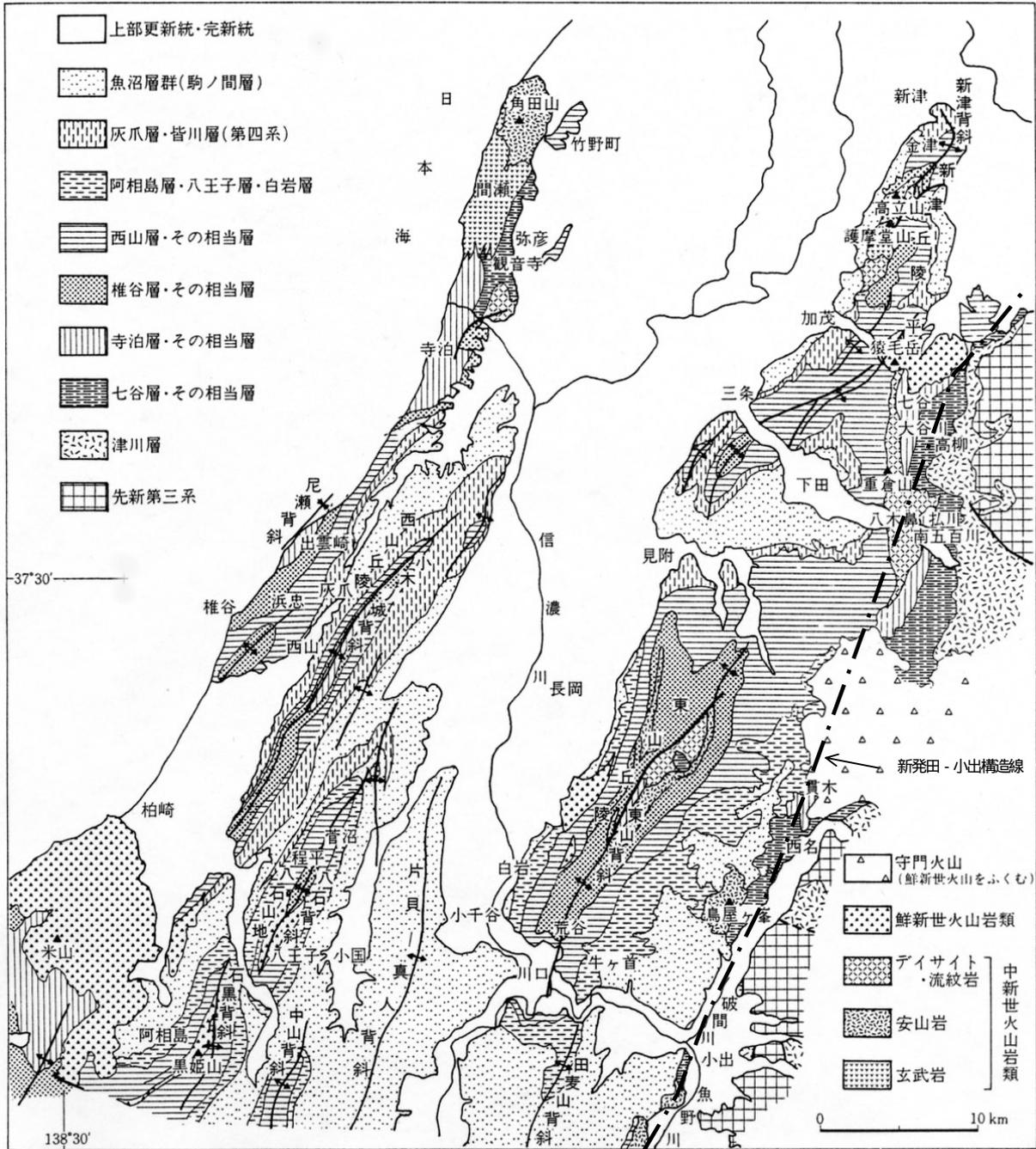


図-2.3 新潟県中越地域の地質図 (出展: 植村・山田 (1988) ¹⁸)
 新発田 - 小出構造線を信越地域活構造図 (地質調査所) ¹⁹) より加筆

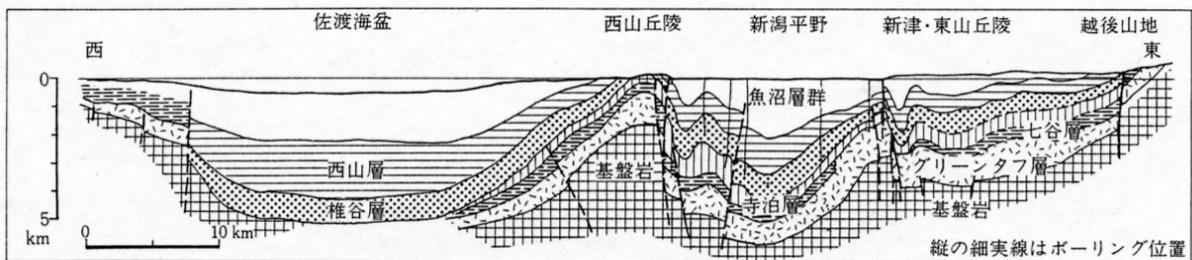


図-2.4 新潟油田地域の地質断面図
 (出展: 植村・山田 (1988) ¹⁸)

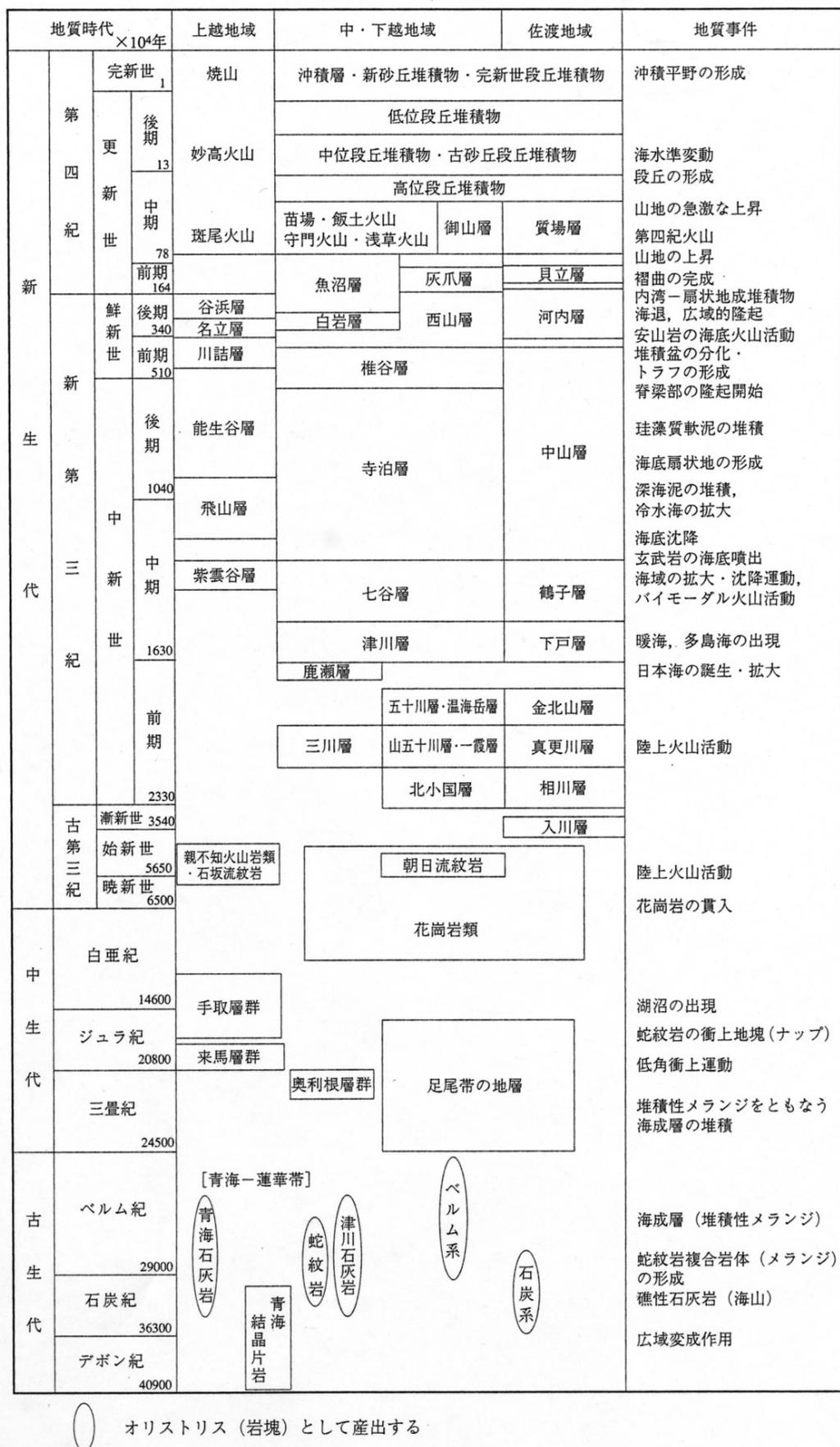


図-2.5 新潟県の地質系統
(出展：新潟県(2000)⁴⁾)

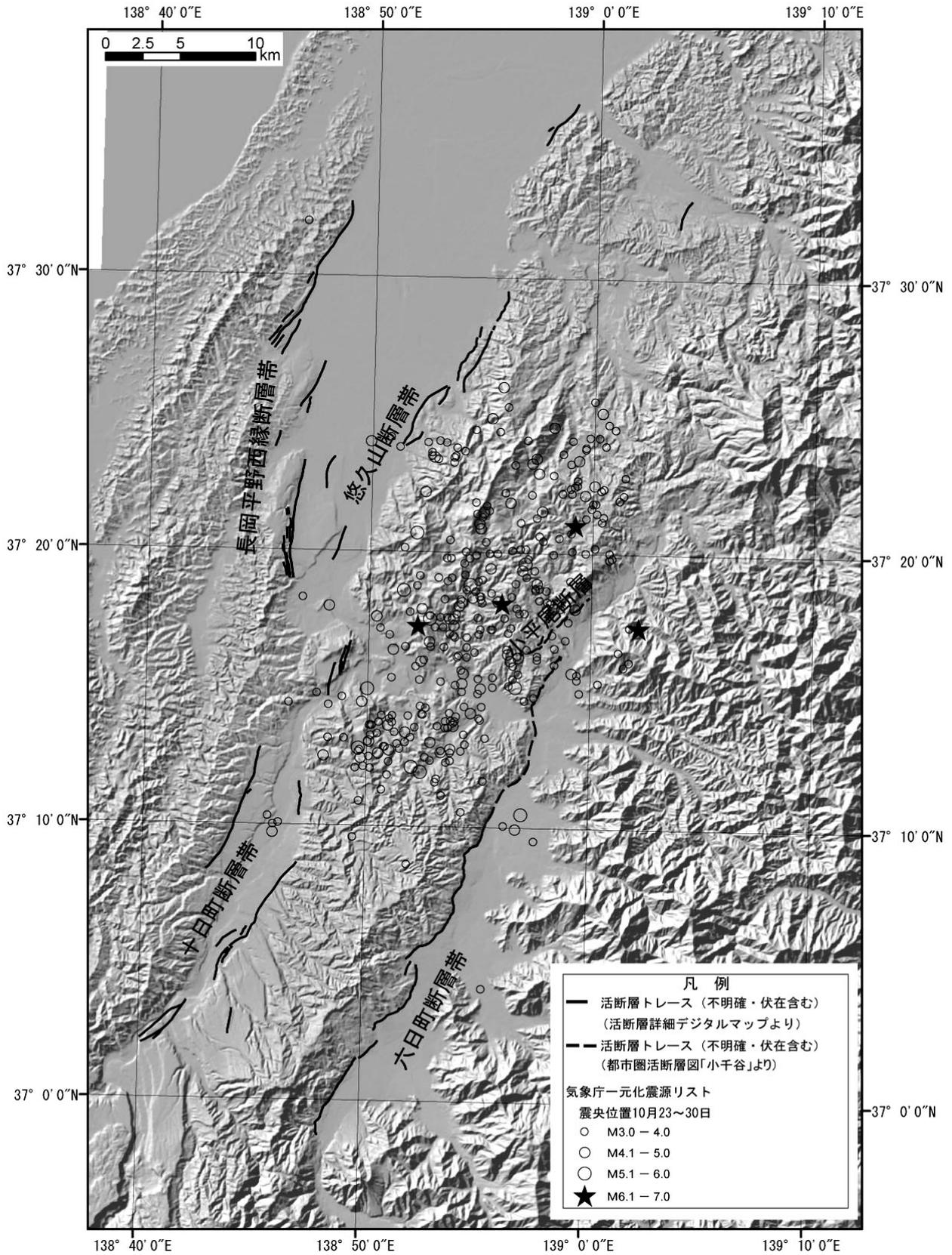


図-2.6 中越地方の活断層分布図

活断層詳細デジタルマップ(中田高・今泉俊文編, 東京大学出版会, 2002)¹⁰⁾の「活断層シェイプファイル(製品シリアル番号: DAFM0057)」を編集し、数値地図 50m メッシュ(国土地理院)より作成した地形の陰影図に重ね合わせて作成。一部、『都市圏活断層図「小千谷」』⁸⁾からトレース。

『詳細デジタルマップ』は、1995年の兵庫県南部地震以降に『新編 日本の活断層』のデータを基に進められている活断層調査の結果や、確実度の低い活断層の再評価が行われた結果が編集されたものであり、位置情報もより詳細となっている。図-2.6に『活断層詳細デジタルマップ』をもとに作成した活断層の分布図を示す。なお図-2.6には『活断層詳細デジタルマップ』には記載されていない、六日町盆地西縁の断層の北部延長(旧大和町浦佐以北)と小平尾断層を『都市圏活断層図「小千谷」』から転記している。

今回の地震活動は、主に北西-南東圧縮の逆断層型で、西傾斜の六日町盆地西縁断層帯、小平尾断層、東傾斜の悠久山断層が推定されたが²⁰⁾、余震分布などから複数の断層面が推定され²¹⁾²²⁾²³⁾、地震活動は複雑なものと考えられている。また、小平尾断層付近や六日町盆地西縁断層帯の北部では、断層の一部が地表付近にまで到達したことを示唆する小規模な地表変位が認められたとされる報告もある²⁴⁾²⁵⁾。

4.2 活褶曲

活褶曲は段丘面の傾斜異常と長岡～柏崎間の1等水準点の改測結果をもとに池辺(1942)²⁶⁾によって、また地質構造と調和的な段丘面の変形をもとに大塚(1941、1942)²⁷⁾²⁸⁾によって提唱され¹³⁾、その後、中越地域の活褶曲について多くの研究が行われてきた。

中越地域の活褶曲については、信濃川沿いに発達する段丘面を利用した地形・地質的な研究が多く行われている^{例えば 12)29)30)}。その中では通常 10%前後で川側へ傾斜する段丘面がより急な勾配で川側に傾斜する、あるいは逆に山側へ傾斜するなどの傾斜異常を示すことや、段丘堆積物の下に分布する地層の褶曲構造と調和的に段丘面が傾斜すること、また古い段丘面ほど変形量が多いことなどから活褶曲の存在が示されている。

また小玉ほか(1974)³¹⁾は上記のことを裏付ける水準点の変動を利用した測地学的データを示している。その中で、1等水準点の水準路線が整備されている東山背斜の南部を横切る小出-小千谷間では、現在でも褶曲の背斜部が隆起し、向斜部が沈降していることを水準点変動から指摘し、隆起軸部では向斜軸部に対し0.2-0.75mm/年程度上昇していることが示されている。

5. 地震被害と地形・地質との関係

山地、丘陵、段丘、平野では地震被害の様相がそれぞれ異なる。そのため、この章ではそれぞれの地形域における被害と地形・地質との関係について述べる。

(1) 丘陵および山地

国土交通省の調べ³²⁾によると東山丘陵、魚沼丘陵周辺では約3,800カ所と多くの斜面崩壊が発生している。このうち震度6強以上を記録した川口町、小千谷市、旧山古志村、旧十日町、旧小国町での崩壊数を合わせると全崩壊数の約5割を占め、幅50m以上の規模の大きな崩壊では約7割を占める。これらの市や町は丘陵に位置する。

このように丘陵では数多くの斜面崩壊が発生し、それにより家屋損壊、道路、鉄道などのライフラインの切断、河道閉塞による家屋の水没、ため池、水田、養鯉池などの崩壊による生計への被害など多様で数多くの被害が発生した。また道路では自然斜面の崩壊による被害の他に、谷埋め盛土の崩壊、切土のり面の崩壊、切土と盛土の境界での段差、トンネルの坑口斜面の崩壊や覆工コンクリートの崩落などの被害も発生し、鉄道でも同様の被害が生じている。

丘陵で数多くの斜面崩壊が発生した理由には、震源域にあたり強い地震動を受けたという誘因の他に、素因としての地形・地質的脆弱性が挙げられる。東山丘陵は固結度が低く物理的・化学的な作用に対する抵抗性の低い軟岩が分布し、また地層の褶曲が著しく、地下水を供給また劣化を進行させやすい引張性の亀裂や小断層が形成されているほか流れ盤も形成されている。また魚沼丘陵は未固結で透水性が大きく地層面に地下水を供給しやすい魚沼層群が分布し、また地層面が褶曲により斜面と同様の傾斜をしている。丘陵の地山はこのような地形・地質特性下にあり元来、地すべりの多発地帯でもあった。斜面崩壊はこの他に人工的な地盤・地山改変に起因していることもある。例えば地すべりなどによって形成された山間部の平坦地を造成して作られた水田や池においては、地震動により発生した亀裂から貯水が浸透することにより崩壊が引き起こされたように見られる箇所もある。

なお主に先新第三系が分布する丘陵東側の山地では、丘陵に比べ被害も少なく、現地調査の報告も少ない。

(2) 段丘

段丘堆積物は主として未固結の礫層からなり、段丘の縁では急傾斜の段丘崖が発達している。段丘崖では斜面崩壊が多発し、段丘崖に隣接した段丘面上の家屋や道路に被害を及ぼしている。また段丘崖直下にある道路では、崩積土によって道路が被覆されるなどの被害も生じている。

このような段丘崖での斜面崩壊は、堆積物が未固結で急崖をなすところに強い地震動が作用して崖の表層

部が崩壊に至ったものであるが、この他に透水性の低いシルト層などが下位に分布することによる地下水の影響や、下位の地層が段丘崖に対し流れ盤構造となっていたことなどの影響も受けている。

段丘面は平坦であるため生活の場として広く利用されている。段丘面上での地震被害としては家屋等の建造物の損壊のほか生活基盤である道路の亀裂やたわみ、マンホールの浮き上がり、電柱の傾き、ガス導管の破損などが生じている。建造物の被害については吉見ほか(2005)³³⁾で調査が行われ、調査された範囲においては、段丘上でも建造物に被害が発生しているが、段丘の背後にある地すべり性斜面などからの供給物が堆積した扇状地性段丘の上で特に大きな被害が発生している傾向が見られている。

段丘での液状化は一般に発生しにくいとされているが、今回の地震では若松ほか(2005)³⁴⁾で、沖積低地のような大規模で広範囲なものは生じていないものの、小千谷市内などで埋戻し土の液状化によるマンホールの浮上がりや、水田での噴砂の報告がある。

(3) 平野

小千谷市北部から北に広がる新潟平野では、三島郡と板町、旧中之島町、見附市にかけて信濃川やその支流沿いで液状化による噴砂等の発生が報告されている(例えば¹⁸⁾³⁴⁾。若松ほか(2005)³⁴⁾によれば、長岡市内の信濃川にかかる蔵王橋付近より北部は砂質地盤(自然堤防地帯)からなり、田畑や市街地で噴砂が報告されている。これらの噴砂は、自然堆積したものが噴出してき

たと推定されるものもあるが、市街地での盛土や旧河道を埋めた材料と考えられるものもある。また長岡市内の蔵王橋付近より南部は砂礫地盤(扇状地)からなり、ここでは砂利採取跡地が分布する水田で、埋戻し土の液状化による噴砂が認められている。

この他に平野部では生活基盤である道路のたわみや段差、下水管施設での管路沿いの地盤沈下やマンホールの浮上がり、電柱の傾きやガス導管の破損などが各所で発生している。また平野を通る高速道路や国道17号などで施工された盛土では、崩壊、はらみ出し、沈下、ボックスカルバートの継目の開口などが発生している。同じく盛土建造物の河川堤防でも亀裂、護岸の崩壊などの被害が発生している。

6 .斜面崩壊発生箇所における地形・地質的特性の検討

5章で述べたように丘陵では斜面崩壊が多発し、今回の地震被害の特徴の1つとなっている。丘陵の地山は脆弱な地質状況下であり、斜面崩壊の多発には地形・地質的特性が関与しているものと考えられる。そこでこの章では、地形標高データおよび各種地質データを用いて崩壊等発生箇所の地形・地質(地質構造)的特性について検討した結果を述べる³⁵⁾。

6.1 検討範囲の地形・地質

6.1.1 地形・地質概要

検討範囲は、崩壊が多発し複数の地質にまたがる東山丘陵の南西部とした(図-2.7参照)。

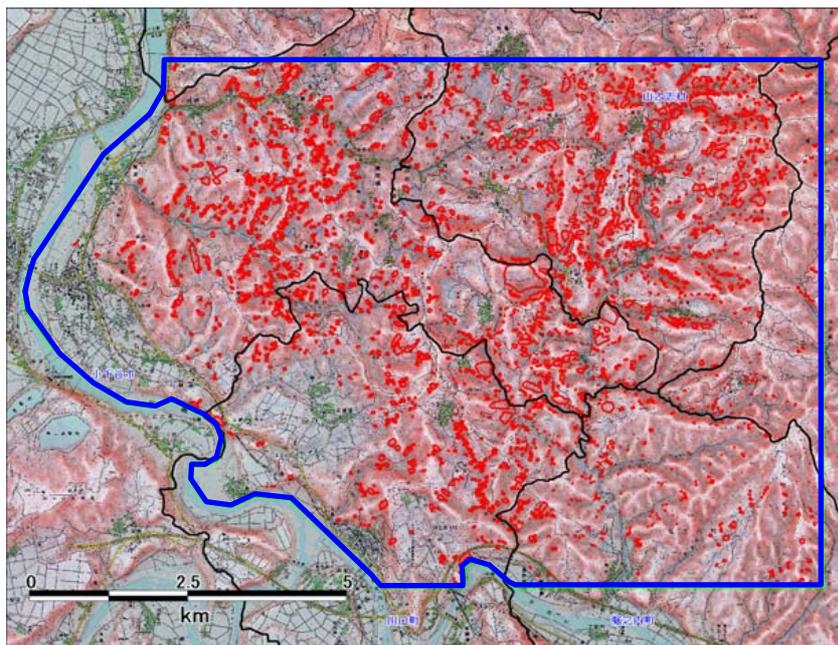


図-2.7 検討範囲(青枠)と崩壊分布(背景には国土地理院の数値地図 50mメッシュ(標高)を用いて作成した赤色立体地図³⁶⁾を使用)

検討範囲が位置する東山丘陵は複背斜帯に相当し、丘陵中央のやや北西側に東山背斜と呼ばれる新潟県内でも第1級の背斜軸を有している。標高は概ね300～500mであるが、東山背斜の背斜軸付近では高いところで標高500～700m程度の山が連続している。また東山背斜の東方、破間川までの区間にも複数の軸長の短い向斜軸や背斜軸が分布し、南方の魚沼丘陵とは対照的に褶曲、断層が多く地層の変形が著しい。

東山丘陵の地質は、大部分が新第三紀中新統～鮮新統からなり、下位から寺泊層（泥岩砂岩互層）、荒谷層（主に泥岩）、川口層（主に砂岩泥岩互層）、牛ヶ首層（主に泥岩）、白岩層（主に砂質シルト岩）が分布する。最下層の寺泊層は東山背斜の軸付近に分布し、その両翼により上位の地層が分布している。これらの地層より新しい鮮新統～更新統の魚沼層は東山丘陵の東部や南西部に分布する（図-2.10参照）。

6.1.2 地すべり

東山丘陵は新潟県内でも地すべり多発地帯として有名で、図-2.8のように多くの地すべり地形を有する。

この地域では、泥岩層の風化に加えて、褶曲構造が著しく発達し、流れ盤斜面の形成や岩盤中の亀裂や断層からの降雨浸透や融雪による地下水浸透により多くの地すべりが発生している。豪雪地帯でもあるため地

すべりは梅雨期や台風時のほか融雪期にも多く発生している。

6.2 地形・地質特性の把握方法

図-2.7に示す検討範囲は約90km²と広域で、斜面崩壊も多く見られる。このような広域かつ多数の崩壊地の地形・地質特性の把握には、GISの活用が効率的である。今回の検討では、まず斜面崩壊の発生箇所を抽出し、それをGISで扱えるようにデータ化した。また同様に地形特性、地質特性もGISで扱えるようにデータ化し、これらをGIS上で重ね合わせて、斜面崩壊発生箇所の地形・地質特性の把握を行った。

以下に斜面崩壊発生箇所の抽出方法、さらに地形・地質特性の抽出方法について述べる。

6.2.1 斜面崩壊発生箇所の抽出

今回の検討では、土石流を除く崩壊（表層・深層）・地すべり（狭義）などの土砂移動（マスマーブメント）現象を一括して崩壊等として扱い、抽出を行った。

崩壊等は、2004年10月24日撮影の1:12,000アナログ空中写真、およびデジタル航空カメラデータの判読により抽出した。抽出した崩壊等の分布は図-2.7に示すとおりで、検討範囲内で2551箇所の崩壊等が見られた。また抽出した崩壊等の形状は、GISでポリゴン化した。

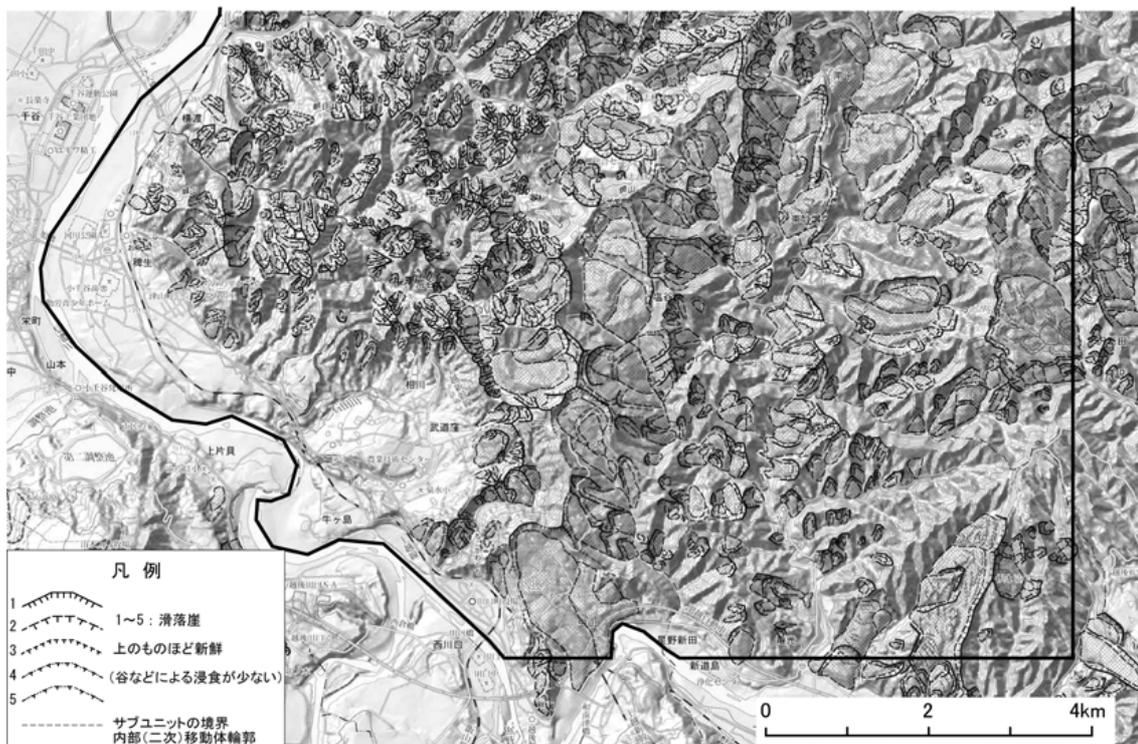


図-2.8 地すべり地形分布図（出典：独立行政法人防災科学技術研究所 HP³⁷⁾）

6.2.2 地形特性の抽出

崩壊等発生箇所の地形特性は、ポリゴンの面積から崩壊面積を、ポリゴン化した崩壊等発生箇所内の最高標高点と最低標高点から勾配、移動方位、比高を求め、移動方位と直交する方向の線分とポリゴンの交点間の最大距離から崩壊の最大幅を算出した。またその他の地形特性として数値標高モデル(DEM)から地形の凹凸を表す曲率、ある地点の地形が周囲に比べ地上に突出あるいは地下に食い込んでいる程度を表す地上開度・地下開度³⁸⁾、地上開度と地下開度の差の1/2で定義される尾根谷度³⁶⁾を算出した。

なお上記の標高や勾配などの地形量の算出には、北海道地図(株)製の数値標高モデル(10mメッシュDEM、GISMAP Terrain)を使用した。

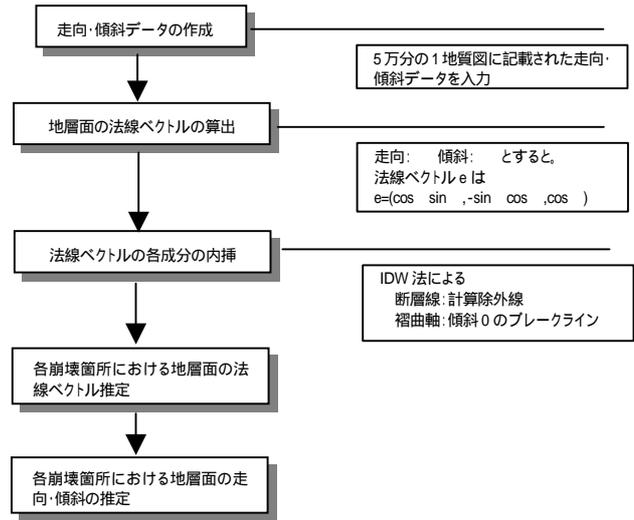


図-2.9 各崩壊等発生箇所における地質構造推定フロー

6.2.3 地質特性の抽出

検討に使用した地質データは、産業技術総合研究所地質調査総合センター作成の5万分の1数値地質図³⁹⁾を用いた。またこの他に、崩壊等発生箇所における地質構造を把握するために、1/5万地質図幅「小千谷」²⁾、「長岡」⁴⁰⁾に記載されている走向・傾斜データもGIS

で扱えるようにデジタル化した。

走向・傾斜データは地質図上にまばらに点在しているため、内挿計算によりデータのない地点の地質構造の推定を行った。推定のフローを図-2.9に示す。手順としては、まず地質図に記載されている走向・傾斜データから、記載地点における層理面の法線ベクトル

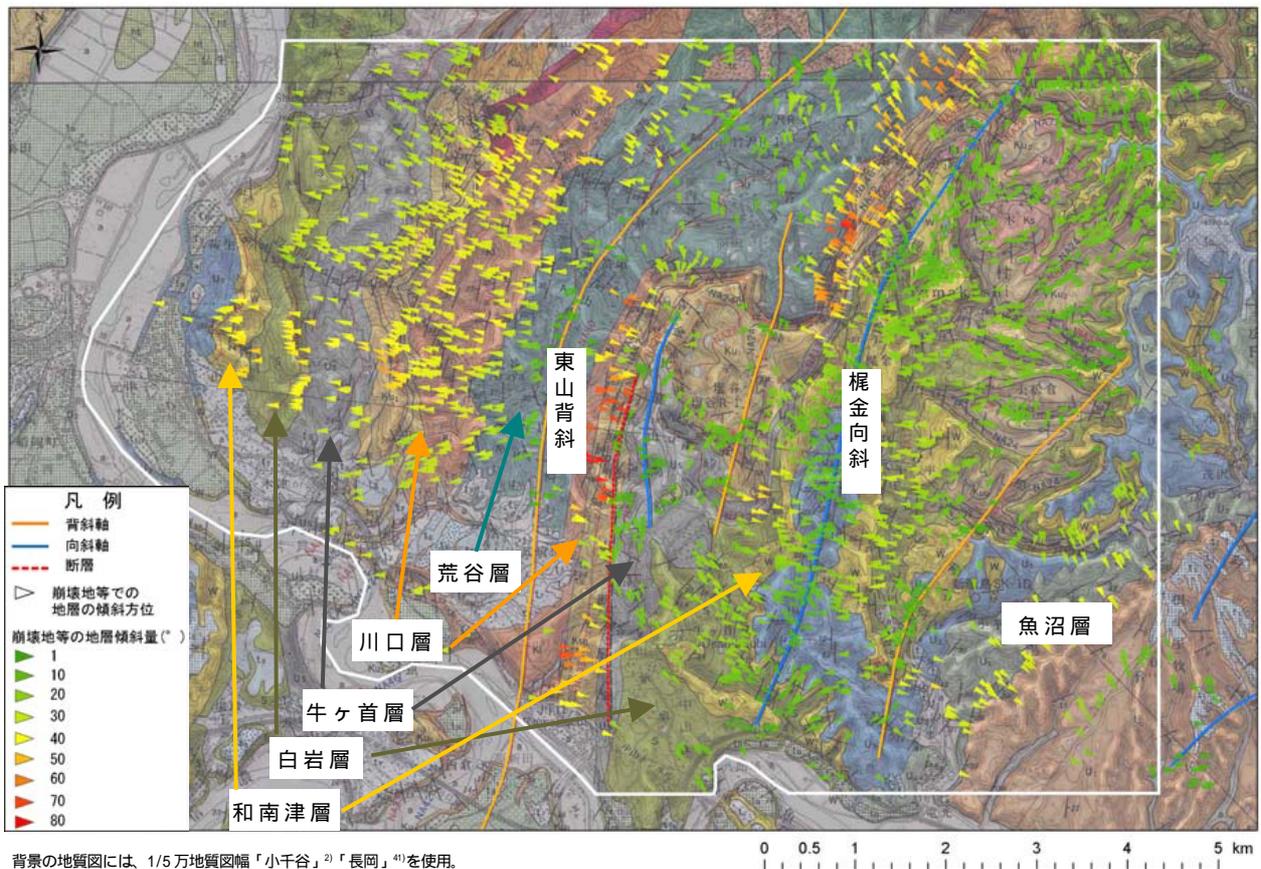


図-2.10 各崩壊等発生箇所における地層面の走向・傾斜の推定結果

(X,Y,Z)を求め、次にベクトルの各成分について逆距離加重法 (Inverse Distance Weighted : IDW法) を用いて内挿計算を行った。なお、内挿計算時には、断層を計算除外線、また、褶曲軸は地層傾斜が0となるブレークラインとしてオプション設定した。内挿計算により推定した各崩壊等発生箇所における地層面の法線ベクトルから、崩壊等発生箇所における地層面の姿勢を推定した。

各崩壊等発生箇所における地層面の走向・傾斜の推定結果を図-2.10に示す。

6.3 斜面崩壊発生箇所の地形・地質特性

6.3.1 崩壊等の長さおよび最大幅との関係

崩壊等発生箇所の長さのヒストグラムを図-2.11に、最大幅のヒストグラムを図-2.12に示す。

崩壊等発生箇所の長さは10~20mのものが多いが、100mを超える規模の大きいものも存在する。また崩壊の最大幅は20~50mのものが多いが、200mを超える規模の大きいものも存在する。なお長さ、幅ともに10mより小さいものは空中写真等では判読するのが難しいため、図-2.11、図-2.12では箇所数としては少なくなっているが、実際には崩壊は多数発生している。

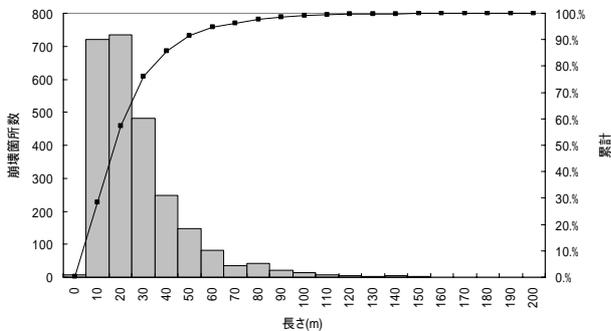


図-2.11 崩壊等発生箇所の長さ

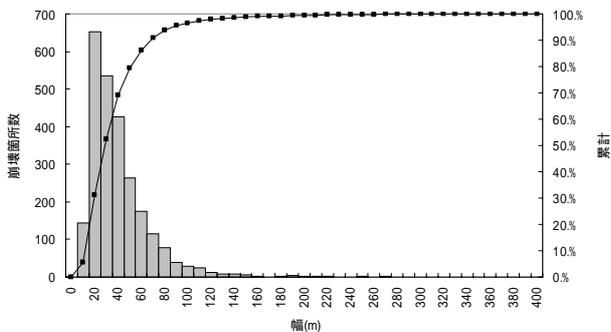


図-2.12 崩壊等発生箇所の最大幅

6.3.2 斜面方位との関係

方位ごとの崩壊等発生率を図-2.13に示す。これは斜面方位を10°ごとに階級分けした上で方位階級ごとに崩壊等発生箇所数を求め、同様に方位階級ごとに求めた検討対象範囲全体の斜面数(5mDEMのメッシュ数)で割って算出した。0°および360°が北、90°が東、180°が南、270°が西を表す。

全体的に北向きより南向き斜面で崩壊等発生率が高く、南東向き斜面で最も高くなっている。

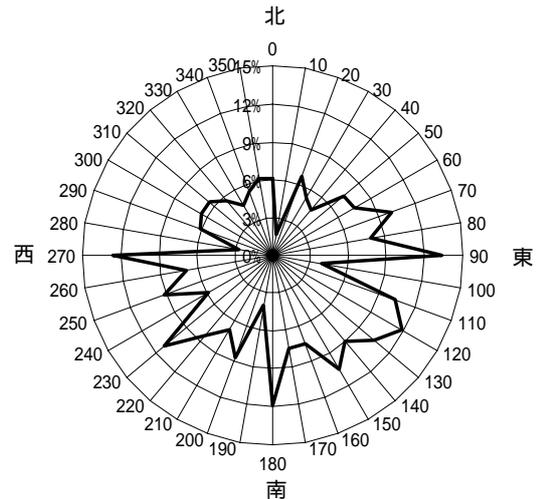


図-2.13 各方位における崩壊等発生率

6.3.3 傾斜度との関係

傾斜度ごとの崩壊等発生率を図-2.14に示す。崩壊等発生率は傾斜度を5°ごとに階級分けした上で傾斜階級ごとに崩壊等発生箇所数を求め、同様に傾斜度階級ごとに求めた検討対象範囲全体の斜面数(5mDEMのメッシュ数)で割って算出した。崩壊等発生率は50°にピークを持ち、急傾斜であるほど発生率が高くなる。なお65°以上の傾斜については、地形データとして使用した10m-DEMでは表現できていない。

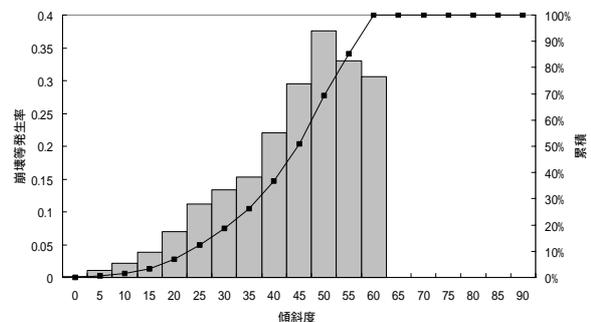


図-2.14 傾斜度ごとの崩壊等発生率

6.3.4 斜面方位と傾斜度による崩壊等発生率の検討

地震動による斜面崩壊においては、崩壊等発生箇所
の斜面方位と傾斜度をそれぞれ個別に扱うよりも、両
者の組み合わせで評価を行う方が妥当であると考えら
れる。ここでは、斜面方位と傾斜の両方を組み合わせ
た場合の崩壊等発生率について検討した結果を示す。

図-2.15には検討範囲全体の斜面方位と傾斜度の分
布を、図-2.16には崩壊等発生箇所における斜面方位と
傾斜度の分布を示す。グラデーションは図-2.15におい
てはDEMのメッシュ数、図-2.16は崩壊等発生箇所数で
ある。検討範囲全体の斜面の傾斜度は概ね50°以下で
あり、斜面方位は南西方向のものが卓越している。ま
た、崩壊等発生箇所における傾斜度は概ね20~40°が、
斜面方位は南東~南西にかけてが卓越している。

図-2.17には検討対象範囲全体の斜面方位と傾斜度

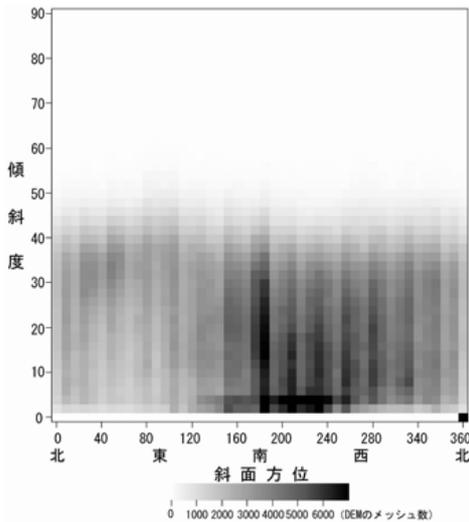


図-2.15 検討範囲全体の斜面方位と傾斜度の分布

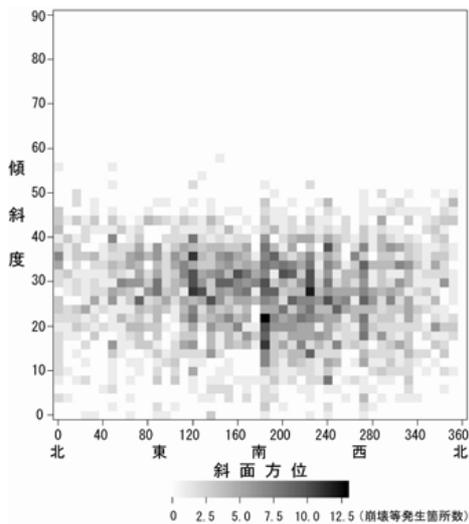


図-2.16 崩壊等発生箇所における斜面方位と傾斜度の分布

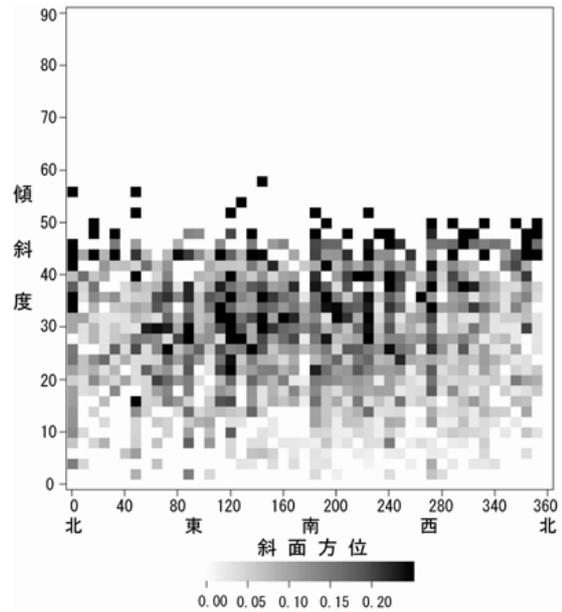


図-2.17 検討対象範囲全体の斜面方位と傾斜度に対する崩壊地の傾斜方位と傾斜度の割合

に対する崩壊地の傾斜方位と傾斜度の割合を示す。概
ね傾斜度が35°を越える範囲においては傾斜方位に
かわらず崩壊等の発生率は高くなっている。傾斜度
が35°以下の範囲では、斜面方位90~270度(東~南
~西)において発生率が高い。図-2.15に示すように南
東向き斜面は検討範囲全体では数が少ないが、図-2.16
のように崩壊等の発生箇所数では多いため、35°以下
の傾斜度においては、南東向き斜面での崩壊等発生率
が特に高くなっている。

上記のように傾斜度が35°以上の斜面では、地震動
の方向性によらず、斜面が急勾配であることからどの
ような斜面方位でも崩壊が発生しやすいが、傾斜度が
35°以下の斜面では、地震動の方向性ないし地質構造
に影響を受けて崩壊が発生しているものと考えられる。

6.3.5 斜面の凹凸との関係

(1) 曲率

地形の曲率を表す指標として、今回の検討では斜面
の最大傾斜方向の曲率(以下、K1とする)とそれに
直交する方向の曲率(以下、K2とする)を用いた。
図-2.18にK1、K2の概念図を示す。K1はマイナス
側で凸型、プラス側で凹型の地形形状となる。またK
2はマイナス側で尾根型、プラス側で谷型の地形形状
となる。なお、対象地域および崩壊等の規模を考慮し、
曲率を算出する際の考慮距離は15mとした。また各崩壊
等発生箇所のK1、K2の値は崩壊頭部における値と
した。

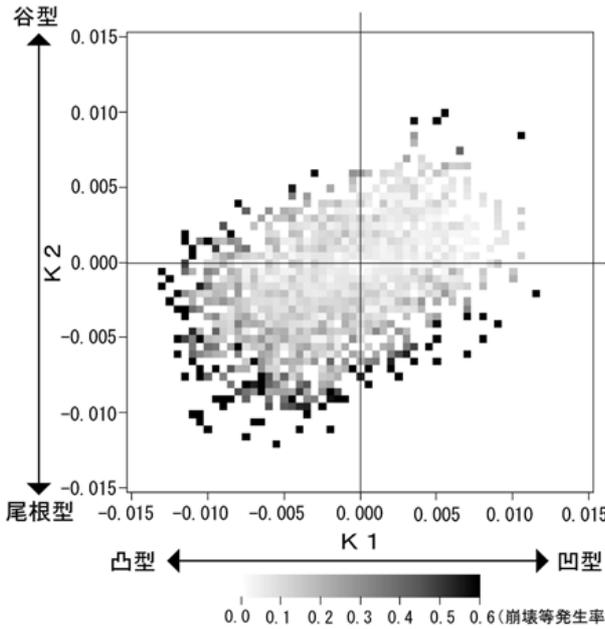


図-2.20 K 1・K 2 による崩壊等発生率分布

(2) 尾根谷度

尾根谷度は地上開度と地下開度³⁸⁾の差の1/2で定義され³⁶⁾、算出された値は0で平坦、プラス側で凸地形、マイナス側で凹地形を表す。なお開度の算出においては対象地域および崩壊等の規模を考慮し、曲率の考慮距離を30mとしているため、尾根谷度は半径30mの周囲の地形に対する鉛直方向への突出度を表していることになる。また、各崩壊等発生箇所尾根谷度の値は崩壊頭部における値としている。

図-2.21には崩壊等発生箇所の尾根谷度ごとの崩壊等発生率を示す。崩壊等発生率は凸地形で明瞭に大きいことが確認できる。図-2.22には平成16年7月の新潟豪雨で発生した斜面崩壊について検討された⁴²⁾ラプラシアンごとの崩壊発生率を示す。この豪雨による斜面崩壊に対する検討は、本検討地域のすぐ北方を対象地域としており、地質的にもほぼ同様の地域である。ま

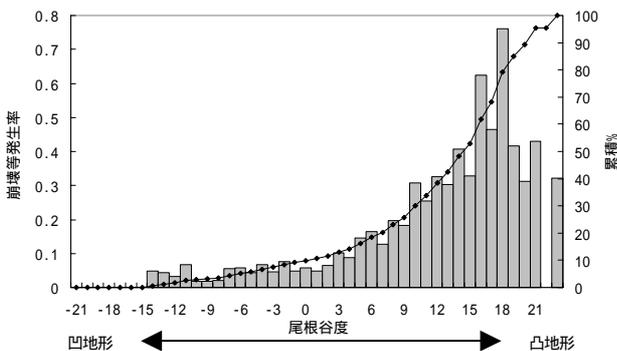


図-2.21 尾根谷度ごとの崩壊等発生率

たラプラシアンとは地形の凹凸およびエッジを表す指標で尾根谷度と同様、プラス側で凸地形、マイナス側で凹地形を表している。図-2.22のように、豪雨による斜面崩壊は凹地形で崩壊発生率が高くなっている。このように凸地形で崩壊が発生しやすい地震による斜面崩壊は、豪雨による斜面崩壊と対照的である。

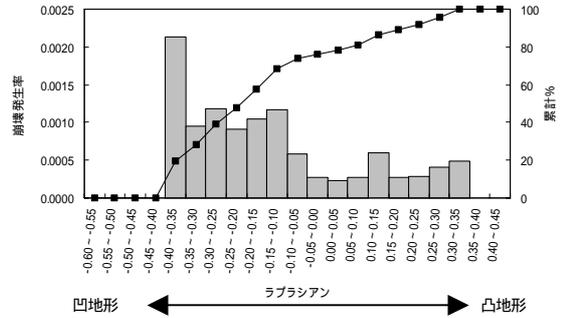


図-2.22 豪雨時の斜面崩壊におけるラプラシアンごとの崩壊発生率 ⁴²⁾より一部抜粋

6.3.6 受け盤および流れ盤との関係

ここでは1/5万地質図幅の走向・傾斜データから推定した崩壊等発生箇所の地層の傾斜(図-2.10参照)が、斜面の傾斜との関係から受け盤となるか流れ盤となるかを把握し、それと崩壊がどのように関係するかについて検討した結果を述べる。なお崩壊等発生箇所の地層面の姿勢は内挿計算により全ての地点で推定できるが、地すべり地形内部や地質構造を作らない地層では、推定結果を適用できない。そのため、表-2.1に示す項目に含まれる崩壊等発生箇所は検討から除外している。

表-2.1 地質構造の推定から除外する項目

地層 (岩質)	岩屑及び崩積土
	安山岩火砕岩
	礫・砂及びシルト
	礫・シルト及び砂
	シルト・砂及び礫
地すべり地形分布図の移動体に含まれるもの	

受け盤・流れ盤は、推定した各崩壊等発生箇所における地層面の姿勢と地形面の傾斜・傾斜方位から、地形の最大傾斜方向における地層面の見かけ傾斜()および相対傾斜()を求め、図-2.23、24の関係から判定した。なお図-2.23、24は鈴木(2000)⁴³⁾を参照している。

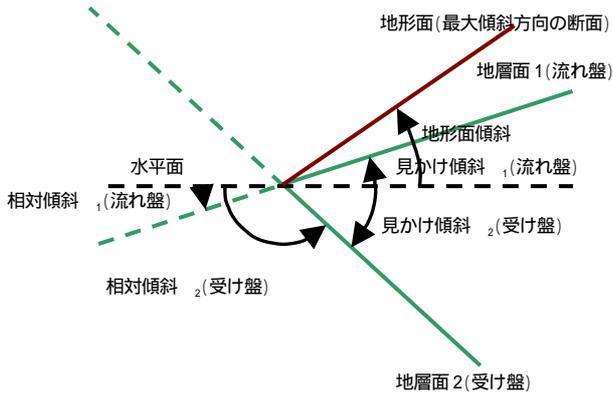


図-2.23 地層の見かけの傾斜 と相対傾斜

模式図			
区分	水平盤	流れ盤	平行盤
定義	$=0$	$0^\circ < <$	$=$
模式図			
区分	逆目盤	垂直盤	受け盤
定義	$< < 90^\circ$	$=90^\circ$	$90 < < 180$

図-2.24 崩壊等発生箇所における地質構造区分

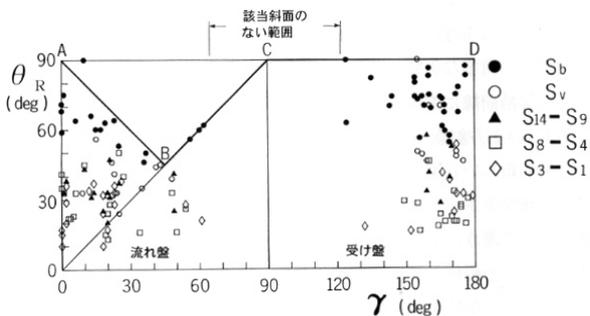


図-2.25 秩父盆地荒川沿岸における岩石段丘崖の中部等斉斜面の傾斜角 (θ_R) と岩盤(第三系)の相対傾斜 (γ) の関係⁴³⁾ (Suzuki and Nakanishi, 1990⁴⁴⁾ から引用)

段丘崖の形成年代(T)で段丘崖が次の5群に区分されている。Sb: 現成段丘崖(裸岩斜面、T=0.5ka)、Sv: 現成段丘崖(植生被覆斜面、T=1ka)、S₁₄-S₉: 最下位の段丘崖群(T=1.5~4ka)、S₈-S₄: 中下位の段丘崖群(T=5~9ka)、S₃-S₁: 上下位の段丘崖群(T=10~30ka)。

Suzukiほか(1990)⁴⁴⁾では、固結度の類似した岩盤の場合には、斜面傾斜と地層の相対傾斜の組み合わせにより、斜面の安定度が著しく異なることを示している(図-2.25参照)。例えば図-2.25のABCの領域はもっとも不安定であり、ここに含まれる斜面は軟岩斜面ではほとんど存在しないとされている⁴³⁾。

図-2.26は本検討において同様のプロット図を作成したものである。本検討では流れ盤領域で617箇所、逆目盤領域で113箇所、受け盤領域で867箇所の崩壊等が

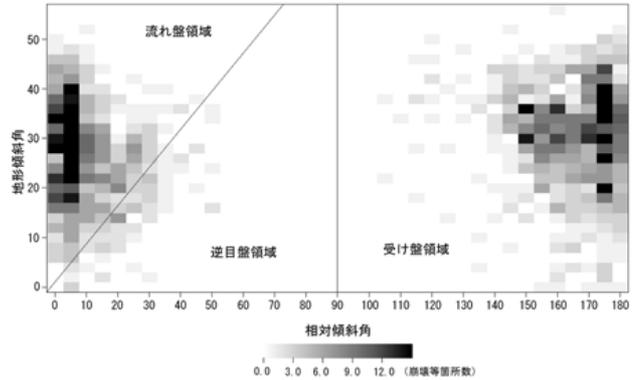


図-2.26 地質構造ごとの崩壊箇所数

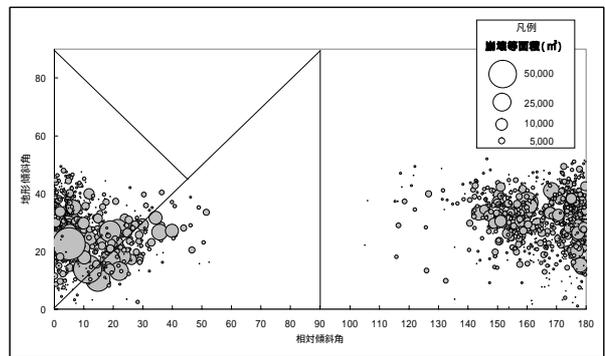


図-2.27 崩壊等発生箇所における地形傾斜と地層傾斜および面積の関係

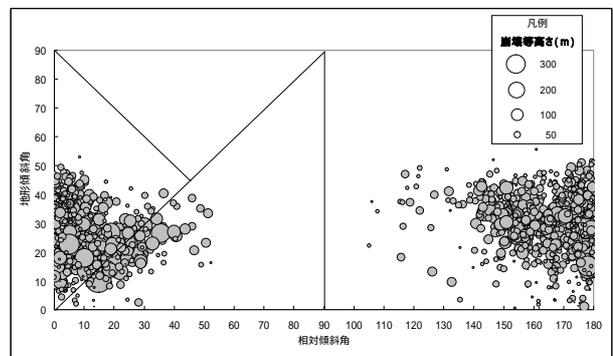


図-2.28 崩壊等発生箇所における地形傾斜と地層傾斜および崩壊高さの関係

見られた。データ個数のピークは相対傾斜角が5～10°付近に認められるが、全体としては、逆目盤を含む流れ盤領域よりも受け盤領域に多くの崩壊等が発生している。また、崩壊等の規模については、図-2.27、図-2.28に示すとおり、流れ盤および逆目盤側で大きくなる傾向が見られる。とりわけ流れ盤と逆目盤の境界域（いわゆるディップスロープ斜面）付近で崩壊規模が大きく、逆目盤の領域に入ると崩壊数は急に減少する。このように逆目盤を含む流れ盤領域では数は少ないものの規模の大きな崩壊が発生し、受け盤領域では規模の小さな崩壊等が数多く発生している傾向が伺える。

なお上記の検討には地すべり地形分布図³⁷⁾に示される移動体の中で発生した崩壊等は含まれていない。これは移動体内では既に地質構造が乱されていると考えたことによるが、地すべり地形分布図の移動体内で発生した崩壊等であっても周囲の地質構造データから、元々の地質構造がどのような場であったかを推定することは可能である。また初成的な地すべりは元々の地質構造の影響を受けて発生していると考えられる。そこで移動体内で発生した崩壊等についても周囲のデータから元々の地質構造を推定した上で、崩壊発生と地質構造との関係を移動体の内と外の比較から検討した（図-2.29）。

移動体外で発生した崩壊等については受け盤で多く発生し（図の破線参照）、移動体外で発生した崩壊等の約5割を占めるが（図の白色棒グラフ参照）、移動体内で発生した崩壊等については流れ盤で多く発生し（図の実線参照）、移動体内で発生した崩壊等の約5割を占め、逆目盤も含めると約6割を占める（図の灰色棒グラフ参照）。このように、地すべり地形分布図の移動体内で発生した崩壊等は、元々の地質構造が流れ盤領域である

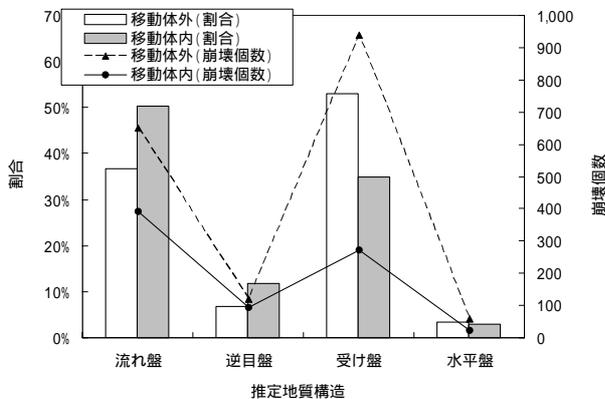


図-2.29 地すべり地形分布図³⁷⁾の移動体内外で発生した崩壊等の受け盤・流れ盤等との関係

ものが多く、初成的な地すべりも多くが流れ盤の影響を受けて発生していると推測できる。

6.3.7 岩質との関係

5万分の1数値地質図³⁹⁾の凡例に示されていた記載を基に各地質から表-2.2に示すように岩質を区分した。岩質ごとの崩壊数、崩壊面積、平均面積等を表-2.3および図-2.30～図-2.33に示す。

表-2.2 岩質区分と地質の対応

岩質区分	対応する地質	
礫・砂及びシルト	段丘堆積物、 河道及び後背湿地堆積物	未 固 結 堆 積 物
岩屑及び崩積土	古期崩積及び地すべり堆積物	
シルト・砂及び礫	魚沼層及び灰爪層の砂シルト相	
礫・シルト及び砂	魚沼層及び灰爪層の礫シルト相	
海成シルト及び砂	魚沼層及び灰爪層の海成シルト砂相	砂 岩 質
砂岩	川口層、和南津層の砂岩	
砂岩優勢砂岩泥岩互層	川口層の砂岩優勢砂岩泥岩互層	泥 岩 質
塊状泥岩	荒谷層、牛ヶ首層の塊状泥岩	
砂質シルト岩及び 砂岩シルト岩細互層	白岩層の砂質シルト岩及び砂岩シル ト岩細互層	
泥岩優勢砂岩泥岩互層	川口層の泥岩優勢砂岩泥岩互層	
安山岩火砕岩	荒谷層、牛ヶ首層の安山岩火砕岩	

最も大きな崩壊は泥岩優勢砂岩泥岩互層が分布する小千谷市塩谷で発生した水平面積19.7万m²の崩壊である。これに続く崩壊面積は、半分以下の砂岩で発生した6.9万m²、泥岩優勢砂岩泥岩互層で発生した6.8万m²で、塩谷で発生した崩壊は飛び抜けて規模が大きい。泥岩優勢砂岩泥岩互層ではこのような極めて大規模な崩壊が発生しているため、標準偏差ではばらつきが大きく、歪度からも崩壊面積の分布ピークが他のものと比べ大きく左に歪み、分布ピークより大きな崩壊が発生していることが分かる（表-2.3参照）。極端に大きなものを受けにくい中央値で見ると、泥岩優勢砂岩泥岩互層の崩壊は砂質シルト岩及び砂岩シルト岩細互層や未固結の崩壊と大きな差は見られない（図-2.33参照）。このような傾向は砂岩でも見られる。砂岩では2番目に大きな崩壊が1番目の半分以下の2.9万m²で、標準偏差でのばらつきも大きく、歪度も泥岩優勢砂岩泥岩互層に次いで大きい。しかし中央値では未固結のものと同じかやや小さい程度であり、砂岩の全体的な崩壊規模はそれほど大きくはない。

表-2.3 岩質ごとの崩壊箇所数および崩壊面積等

	崩壊箇所数	崩壊面積合計	最大値	最小値	相加平均	標準偏差	中央値	歪度
礫・砂及びシルト	28	41,205	13,109	83	1,472	2,521	639	4
岩屑及び崩積土	11	7,343	1,236	255	668	264	643	1
シルト・砂及び礫	36	13,966	3,489	53	388	651	183	4
礫・シルト及び砂	56	54,250	5,503	65	969	927	665	3
海成シルト及び砂	189	208,572	28,363	38	1,104	2,592	444	7
砂岩	407	662,286	69,039	28	1,627	4,759	409	9
砂岩優勢砂岩泥岩互層	262	482,755	13,374	52	1,843	2,005	1,282	3
塊状泥岩	504	1,099,798	53,010	38	2,182	4,323	1,026	7
砂質シルト岩及び砂岩シルト岩細互層	441	660,008	32,116	40	1,497	3,040	616	6
泥岩優勢砂岩泥岩互層	593	1,211,453	196,507	48	2,043	9,078	742	18
安山岩火砕岩	24	44,258	10,453	152	1,844	2,144	1,338	3

※最大値・最小値:崩壊面積の最大値・最小値(m²)、平均値:崩壊面積の相加平均(m²)、中央値:崩壊面積の中央(m²)値、歪度:崩壊面積の分布の歪度(値が0で正規分布、0<では分布のピークが左に歪むことを意味する)

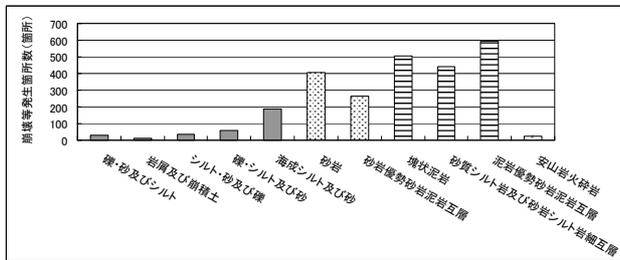


図-2.30 崩壊等発生箇所数

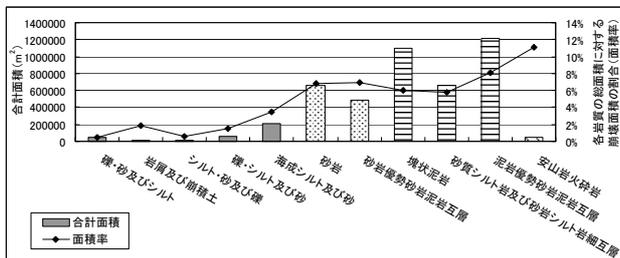


図-2.31 崩壊面積と発生面積率

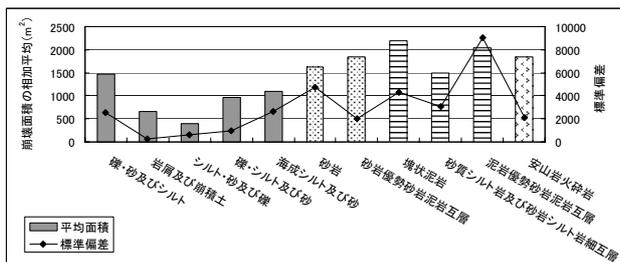


図-2.32 崩壊1箇所あたりの平均面積

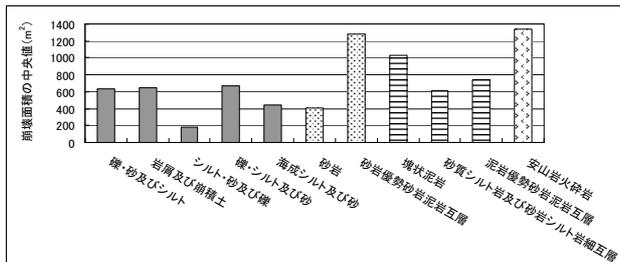


図-2.33 崩壊面積の中央値

全体的な傾向を見ると、図-2.30に示すように崩壊等発生箇所数では泥岩質のものが全体の約60%を占め最も多く発生し、次いで砂岩質のものが約26%、未固結のものが約13%を占めている。検討範囲全域に対する分布面積は泥岩質のものが約55%、砂岩質のものが約18%、未固結のものが約27%を占めている。このように泥岩質のものは検討範囲全域の約半数の分布面積を占め崩壊等の発生箇所数も多くなっている。

崩壊面積では図-2.31に示すように全体の約66%を泥岩質が、約26%を砂岩質が、約7%を未固結のものが占める。泥岩質のものは崩壊発生数も多く、また小千谷市塩谷で発生した大規模な崩壊もあり1箇所あたりの平均面積も図-2.32に示すようにやや大きく、砂岩質や未固結のものに比べ高い傾向を示している。ただし中央値で見ると砂岩優勢砂岩泥岩互層、塊状泥岩、安山岩火砕岩を除くといずれも概ね同程度の値を示し、全体的な崩壊規模が泥岩質のもので大きいわけではなく、砂岩優勢砂岩泥岩互層および砂岩において面積の最大値を除いて平均すると、砂岩質と泥岩質との差はさらに小さくなり、泥岩質のものが若干大きい程度となる。なお中央値でも高い値を示す砂岩優勢砂岩泥岩互層と塊状泥岩は、全体的に大きな崩壊が発生していると考えられる。これらは東山背斜軸の周囲に分布しており、より脆弱な地質状況下であったと考えられる。

崩壊面積の平均値と中央値の差を見ると、未固結のものに比べて泥岩質および砂岩質でその差が大きくなっている。これは泥岩質や砂岩質では未固結のものと同程度の規模の崩壊が多く発生している一方で大規模な崩壊も発生していることを示す。このような規模の大きな崩壊には、地すべり性の崩壊が多く見られる。

岩質ごとの検討範囲内の総面積に対する崩壊面積の比率(面積率:図-2.31の折れ線グラフ参照)では、泥岩質、砂岩質は未固結のものに比べ高い割合を示すが、泥岩質と砂岩質には差が見られない。これは泥岩質では多数の崩壊、また大規模な崩壊が発生しても泥岩質

分布域の総面積が大きく、一方、砂岩質では泥岩質ほど崩壊数や崩壊規模が大きくなっても分布域の総面積が小さいために起こり、泥岩質と砂岩質では布域の総面積に対する崩壊面積で見ると同程度の割合で発生していることを示す。なお、安山岩質火砕岩については母数(総面積)が少ないため、データの信頼性が低く、詳細についてはさらにデータを増やして検討する必要があると考えられる。

6.3.8 岩質および地質構造との関係

崩壊は図-2.27で示したように、流れ盤、逆目盤で規模の大きいものが発生し、崩壊規模は地質構造に影響を受けている。ここでは流れ盤、逆目盤、受け盤での崩壊の発生状況を岩質ごとに分けてより詳細な検討を行った結果について述べる。表-2.4は6.3.6項と同様に表-2.1に示す岩質を除いた上で、泥岩質、砂岩質、未固結堆積物ごとに流れ盤、逆目盤、受け盤での崩壊箇所数、崩壊箇所の合計面積、崩壊面積の平均値、中央値を示したものである。

表-2.4 岩質、地質構造ごとの崩壊規模の比較

	岩質	流れ盤	逆目盤	受け盤
崩壊箇所数	泥岩質	335 (54%)	72 (64%)	554 (64%)
	砂岩質	201 (33%)	36 (32%)	251 (29%)
	未固結	81 (13%)	5 (4%)	62 (7%)
合計面積 m ²	泥岩質	858,278 (65%)	216,912 (65%)	717,202 (64%)
	砂岩質	393,306 (30%)	87,265 (26%)	308,518 (28%)
	未固結	61,515 (5%)	31,341 (9%)	87,687 (8%)
平均 m ²	泥岩質	2,141	3,013	1,549
	砂岩質	1,535	2,424	1,567
	未固結	1,083	6,268	992
中央値 m ²	泥岩質	719	1,226	915
	砂岩質	493	1,146	943
	未固結	561	1,365	316

箇所数、合計面積の下段は流れ盤、逆目盤、受け盤ごとの泥岩質、砂岩質、未固結の割合

流れ盤での泥岩質は全崩壊等発生箇所数の54%を占

めるが、全崩壊箇所合計面積に対しては65%を占める。一方、流れ盤での砂岩質は全崩壊箇所数に対する割合が33%であるのに対して全崩壊合計面積での割合が30%と、崩壊箇所数と崩壊面積で割合が大きく変わらない。泥岩質では崩壊箇所数に比べ合計面積で割合が増加しているが、これは流れ盤における泥岩質は崩壊1箇所あたりの大きさが砂岩質のものに比べて大きいために、合計面積での割合が増していることによる。実際に崩壊面積の平均や中央値を見ると、流れ盤の泥岩質と砂岩質では崩壊規模に差が見られる。一方、受け盤での崩壊では、各岩質とも崩壊箇所数と合計面積とで割合がほぼ同じで、泥岩質や砂岩質では、崩壊面積の平均や中央値が同程度の値を示す。

また逆目盤における崩壊面積の平均や中央値を見ると、各岩質とも流れ盤や受け盤に比べ値が大きく、逆目盤では崩壊数は少ないが規模の大きな崩壊が発生している。この関係は図-2.27でも示したとおりで、流れ盤領域から受け盤領域に入ると崩壊数が急に減少し、数は少ないが規模の大きな崩壊が発生していることを示す。なおこの傾向には岩質による差が見られない。

6.3.9 褶曲軸および断層からの距離との関係

ここでは向斜軸・背斜軸・断層からの距離と崩壊等発生率との関係について検討した結果について述べる。なお崩壊等の発生箇所数および合計面積は向斜軸・背斜軸・断層からそれぞれ250m離れるごとに集計した(図-2.34~図-2.36参照)。また崩壊等発生箇所の面積率は、距離ごとの崩壊等発生箇所の合計面積を分子として、また距離ごとの総面積を分母として算出した。崩壊等発生箇所によっては、解析対象範囲外に最も近い向斜軸・背斜軸・断層がある可能性もあるため、向斜軸・背斜軸・断層は解析対象範囲外のものも対象とした。

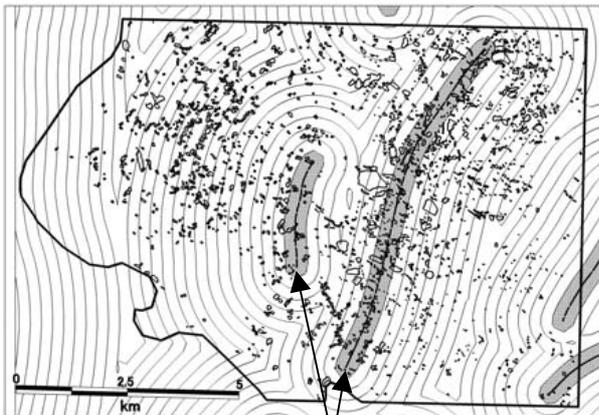
図-2.37には背斜軸からの距離と崩壊等発生率との関係を、図-2.38には向斜軸からの距離と崩壊等発生率との関係を示す。背斜軸、向斜軸ともに軸から遠ざかるに従い崩壊等発生率が下がる傾向が認められる。褶曲度が大きい東山背斜では背斜軸付近で地すべりが多発しているとの調査結果¹⁴⁾¹⁵⁾があり、褶曲軸付近では構造運動による亀裂等が発達し、地すべりや斜面崩壊を起こしやすい素因を有していたものと考えられる。

図-2.39には断層からの距離と崩壊発生率の関係を示す。褶曲軸のような明瞭な傾向は認められないが、今回の検討では解析対象範囲内に1本あるのみであるため、断層との関係については今後、他地域などでも検討を行う必要がある。



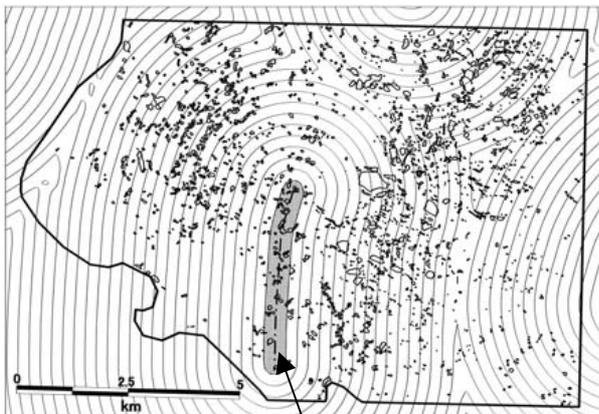
背斜軸から250m以内のエリア

図-2.34 背斜軸からの距離による崩壊等発生箇所を集計例



向斜軸から250m以内のエリア

図-2.35 向斜軸からの距離による崩壊等発生箇所を集計例



断層から250m以内のエリア

図-2.36 断層からの距離による崩壊等発生箇所を集計例

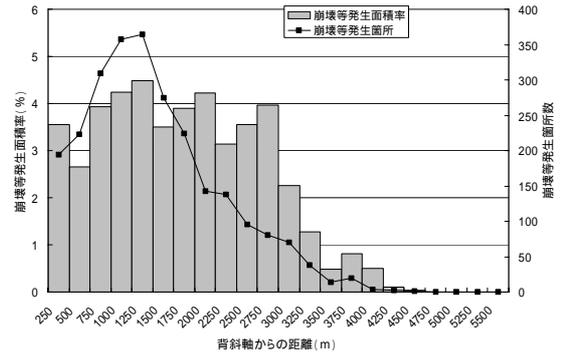


図-2.37 背斜軸からの距離と崩壊等発生率

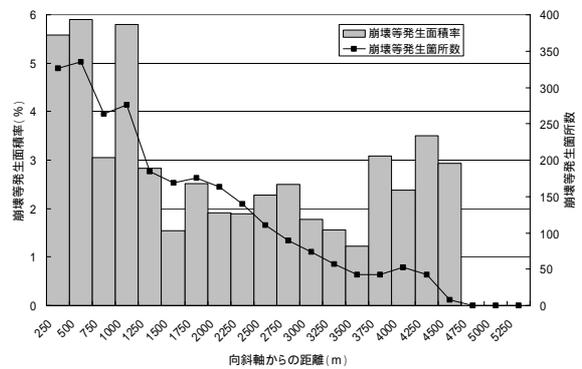


図-2.38 向斜軸からの距離と崩壊等発生率

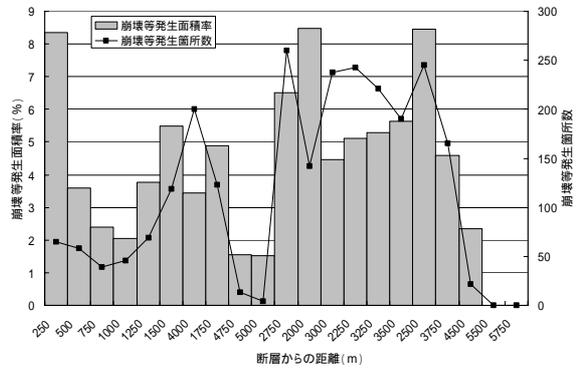


図-2.39 断層からの距離と崩壊等発生率

7. まとめ

新潟県中越地方の地形を概観すると、東に越後山脈、その西に魚沼丘陵、東山丘陵、東頸城丘陵などの丘陵地が分布し、また小千谷から北方には信濃川によって形成された新潟平野が広がる。この地域の地形は北北東 - 南南西方向に特徴的な構造を持っており、山地と丘陵の境もこの方向に延びている。山地と丘陵の境には新発田 - 小出構造線が位置し、魚野川、破間川の流

路となっている。またこの構造線は地質の分布境界ともなっており、構造線より東の越後山脈には主に先新第三系が、西の丘陵には新第三紀以降の堆積岩が分布している。

構造線より西の丘陵地にある主要な盆地の長軸、丘陵の稜線、河川の流下方向も北北東 - 南南西方向にある。このような特徴的な地形は、丘陵に厚く堆積している新第三紀以降の堆積岩が、複数の断層や褶曲による変位・変形を受けて形成されたものである。東山丘陵・魚沼丘陵に分布する今回の地震の震源域や震源域周辺の活断層も概ねこの方向に延びている。活褶曲に関する調査や測地学的データから、このような構造運動が現在でも継続していることが判明している。平成16年新潟県中越地震は、地質的時間スケールで見れば上記のような構造運動の1つであると考えられる。

中越地方の新第三紀以降の堆積岩が分布する地域は地すべりの多発地帯として有名で、今回の地震でも地すべりの他、多くの斜面崩壊が発生した。これには褶曲構造が発達するなどのこの地域の地形・地質的特性が関係していると考えられる。以下に斜面崩壊の発生箇所における地形・地質特性について検討した結果のまとめを示す。

斜面の方向と傾斜度との関係から、傾斜度が概ね35°を超える範囲においては斜面方位にかかわらず崩壊等の発生率は高くなるが、傾斜度が概ね35°以下では斜面方位が90~270度(東~南~西)において発生率が高くなる傾向が見られた。傾斜度が35°以下の斜面崩壊では地震動の方向性の影響あるいは地質構造の影響を受けていると考えられる。

斜面の凹凸との関係では、凸型斜面(尾根型斜面)で崩壊数が多く、また崩壊規模も大きなものが発生している傾向が見られた。

受け盤・流れ盤との関係では、崩壊の発生数では受け盤領域で多く、崩壊の規模では流れ盤領域で大きい傾向が見られた。これは表層崩壊のような規模の小さなものが受け盤斜面で数多く発生し、地すべりのような規模の大きなものが流れ盤斜面で発生したことによると考えられる。また流れ盤での規模の大きな崩壊は、砂岩質や未固結堆積物に比べ泥岩質で比較的多く発生している傾向が見られた。

岩質との関係では、泥岩質が最も分布域が広く崩壊数も多い傾向が見られた。崩壊面積を比較すると砂岩優勢砂岩泥岩互層と塊状泥岩で大きい傾向が見られた。これらは東山背斜軸周辺に分布するものであった。それ以外では大きな差は見られなかった。た

だし極めて規模の大きな崩壊は泥岩質のもので比較的多く発生している傾向が見られた。

褶曲軸からの距離との関係では、褶曲軸に近いほど崩壊発生率が高い傾向が見られた。これは褶曲軸付近ほど褶曲運動による亀裂等が発達し、地すべりや斜面崩壊を起こしやすい素因を有していたものと考えられる。

謝 辞

2章の図-2.6では、気象庁・文部科学省が協力してデータを処理した結果を使用した。また6章の検討にあたっては、アジア航測株式会社の小野田敏氏、高山陶子氏、鈴木雄介氏の各氏には多大な協力を得た。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 山下 昇：柏崎-銚子線の提唱、島弧と海洋、東大出版会、1970
- 2) 柳沢幸夫、小林巖雄、竹内圭史、立石雅昭、茅原一也、加藤碩一：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、177p、1986
- 3) 茅原一也、青木 茂：新潟県の地盤、地質と調査、第4号、pp36~46、1998
- 4) 新潟県：新潟県地質図説明書(2000年版) 200p、2000
- 5) 岡村行信、柳沢幸夫：新潟県中越地震と地質構造との関係、地質ニュース、第607号、pp13~17、2005
- 6) 活断層研究会：新編 日本の活断層 - 分布図と資料、東京大学出版会、1991
- 7) 堤 浩之、東郷正美、渡辺満久、金 幸隆、佐藤尚登：1:25,000都市圏活断層図「長岡」、国土地理院技術資料D・1-No.388、2001
- 8) 渡辺満久、堤 浩之、鈴木康弘、金 幸隆、佐藤尚登：1:25,000都市圏活断層図「小千谷」、国土地理院技術資料D・1-No.388、2001
- 9) 鈴木康弘、東郷正美、渡辺満久、金 幸隆、佐藤尚登：1:25,000都市圏活断層図「十日町」、国土地理院技術資料D・1-No.388、2001
- 10) 中田 高、今泉俊文：活断層詳細デジタルマップ、東京大学出版会、2002
- 11) 池田安隆、今泉俊文、東郷正美、平川一臣、宮内崇裕、佐藤比呂志：第四紀逆断層アトラス、東京

- 大学出版会、254p、2002
- 12) 太田陽子、町田 貞、白井哲之、鈴木隆介、池田宏：信濃川中・下流部の河岸段丘と地殻運動 - 十日町～長岡間の段丘の変位を中心として -、地理学評論、第38巻、第6号、p380、1965
- 13) 中村一明、太田陽子：活褶曲 - 研究史と問題点 -、第四紀研究、第7巻、第4号、pp200～211、1968
- 14) 岩永 伸：新潟県の地すべりと地質との関係、地質学論集、第28号、pp123～134、1986
- 15) 新潟県農林水産部治山課：地すべり調査総括書 - 魚沼地域・中越地域編 -、423p、1981
- 16) 信濃川ネオテクトニクス団体研究グループ：信濃川中流域の活構造運動と段丘形成、日本地質学会第109年学術大会(2002新潟)見学旅行案内書 第6班(信濃川) pp109～117、2002
- 17) 宮地良典、木村克己、国松 直、竿本 英貴、吉田邦一、小松原 琢、吉見雅行：2004年10月23日新潟県中越地震における液状化現象(速報) 地質ニュース、第607号、pp29～33、2005
- 18) 植村 武、山田哲朗：日本の地質 4 中部地方、共立出版、1988
- 19) 加藤碩一、山崎晴雄：信越地域活構造図、地質調査所、1979
- 20) 東京大学地震研究所資料：中越地震震源域の地殻・地質構造、第160回地震予知連絡会資料、2004
- 21) 京都大学防災研究所・九州大学地震火山観測研究センター：震源分布から観測される断層面、第161回地震予知連絡会資料、2004
- 22) 平田 直、新潟県中越地震緊急余震観測グループ：2004年新潟県中越地震の緊急余震・GPS観測、日本地震学会ニュースレター、第16巻、第5号、pp27～29、2005
- 23) 平田 直、佐藤比呂志、東京大学地震研究所緊急余震観測グループ：2004年新潟県中越地震 地下構造と余震分布から推定される震源断層、科学、第75巻、第2号、pp149～151、2005
- 24) 鈴木康弘、渡辺満久、廣内大助：2004年新潟県中越地震の地表地震断層、地学雑誌、第113巻、第6号、pp861～870、2004
- 25) 丸山 正、伏島祐一郎、吉岡敏和、栗田泰夫：平成16年(2004年)新潟県中越地震に伴い地表に現れた地震断層の性状、地質ニュース、第607号、pp9～12、2005
- 26) 池辺展生：越後油田褶曲運動の現世まで行はれてゐることに就いて、石油技術協会誌、第10巻、pp108～109、1942
- 27) Otuka, Y. : Active rock folding in Japan. Proc. Imp. Acad. Japan, 17, pp518-522, 1941
- 28) 大塚弥之助：活動してゐる皺曲構造、地震、第14巻、pp46～63、1942
- 29) 町田 貞、池田 宏：信濃川中流域における段丘面の変位、地理学評論、第42巻、第10号、pp623～631、1969
- 30) 太田陽子・鈴木郁夫：信濃川下流域における活褶曲の資料、地理学評論、第52巻、第10号、pp592～601、1979
- 31) 小玉喜三郎、鈴木尉元、宮下美智夫、相馬庸三：上・中越地域の水準点変動と地質構造の相関、地質調査所報告、第250-2号、pp37～51、1974
- 32) 国土交通省河川局砂防部：平成16年新潟県中越地震に伴う斜面崩壊の発生状況(続報) http://www.mlit.go.jp/kisha/kisha05/05/050113_.html
- 33) 吉見雅行、小松原琢、宮地良典、木村克己、吉田邦一、関口春子、佐伯昌之、尾崎正紀、中澤 努、中島 礼、国松 正、竿本英貴：2004年10月31日新潟県中越地震被害調査 - 構造物被害と地形との関係、地質ニュース、第607号、pp18～28、2005
- 34) 若松加寿江、吉田 望、規矩大義、安田 進：4.2液状化、土木学会(第1次)・地盤工学会合同調査団報告書(Ver.1.0)、2005、<http://shake.iis.u-tokyo.ac.jp/chuetsu/4-2.pdf>
- 35) 鈴木雄介、高山陶子、小野田敏：中越地震による崩壊発生箇所の地形・地質的特性、日本応用地質学会平成17年度研究発表会講演論文集、pp303～306、2005
- 36) 千葉達郎・鈴木雄介：赤色立体地図 - 新しい地形表現方法 -、応用測量論文集、第15巻、pp81～89、2004
- 37) 独立行政法人防災科学技術研究所：地すべり地形分布図 小千谷、http://lweb1.ess.bosai.go.jp/jisuberi/jisuberi_mini/nigata/nigata_index.html
- 38) 横山隆三、白沢道夫、菊池 祐：開度による地形特徴の表示、写真とリモートセンシング、第38巻、第4号、pp26～34、1999
- 39) 竹内圭史、柳沢幸夫、宮崎純一、尾崎正紀：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、2004
- 40) 小林巖雄、立石雅昭、吉岡敏和、島津光夫：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、132p、1991

- 41) 西田顕朗、小橋澄治、水山高久：数値地形モデルに基づく地震時山腹斜面の地形解析，砂防学会誌，第49巻、第6号、pp9～16、1997
- 42) 塩見哲也、阿南修司、佐々木靖人：降雨による斜面崩壊発生率のGISを活用した予測手法、日本応用地質学会平成17年度研究発表会講演論文集、pp45～48、2005
- 43) 鈴木隆介：建設技術者のための地形図読入門 第3巻 段丘・丘陵・山地、古今書院、2000
- 44) Suzuki,T.,Nakanishi,A.：Rates of decline of fluvial terrace scarps in the Chichibu basin, Japan. Trans. Japan. Geomorph. Union,11,pp. 117-149, 1990