

ISSN 0386-5878
土木研究所資料 第4204号

土木研究所資料

既存地すべり地形における地震時
地すべり発生危険度評価手法に
関する研究

平成23年7月

独立行政法人 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

Copyright © (2011) by P.W.R.I

All rights reserved. No part of this book may be reproduced by any means, nor transmitted, nor translated into a machine language without the written permission of the Chief Executive of P.W.R.I.

この報告書は、独立行政法人土木研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部又は一部の転載、複製は、独立行政法人土木研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。

既存地すべり地形における地震時 地すべり発生危険度評価手法に 関する研究

雪崩・地すべり研究センター 上席研究員 野呂智之
総括主任研究員 丸山清輝
専門研究員 ハスパートル
交流研究員 中村 明

要 旨：

新潟県中越地震、能登半島地震、新潟県中越沖地震、岩手・宮城内陸地震などの激甚な逆断層型地震により発生した地すべりの分布及び地形的な特徴を抽出し、地すべり地帯の既存地すべり地形における地震時地すべり発生危険度評価手法について検討した。その結果、既存地すべり地形における地震時地すべり発生危険度評価手法として、危険度評価範囲と、標高偏差と縁辺侵食率の地形データを用いたロジスティック回帰モデルによる危険度評価手法を提案することができた。

キーワード：地すべり地形、地震、地すべり多発範囲、地すべり発生危険度評価手法

目 次

1. はじめに	1
2. 研究目的	2
3. 調査地の概要	2
3.1 調査範囲	2
3.2 調査地の地形・地質	3
4. 地震による地すべりの多発範囲の検討	4
4.1 研究方法	4
4.2 研究結果	6
4.2.1 地震による地すべりの分布	6
4.2.2 地震による地すべりの規模	8
4.2.3 震度、最大加速度と地すべりの分布との関係	9
4.2.4 震央からの距離と地すべりの面積との関係	11
4.2.5 震源断層からの距離と地すべり発生箇所数	12
4.2.6 震源断層からの距離と発生した地すべりの面積	13
4.2.7 地形・地質が地すべりの発生に及ぼす影響	14
(1) 斜面勾配と地震による地すべり	14
(2) 地質と地震による地すべり	15
(3) 逆断層周辺における地すべり多発範囲	17
5. 地震による地すべり発生危険度評価法の検討	19
5.1 研究方法	19
5.2 既存地すべり地形と地震による地すべりのデータセット	20
5.3 地すべり発生要因の検討	23
5.3.1 地すべり発生に寄与する地形データの作成	23
(1) 標高偏差	23
(2) 溪流から地すべりまでの距離	23
(3) 稜線から地すべりまでの距離	23
(4) 地質構造線から地すべりまでの距離	27
(5) 縁辺浸食率	27
(6) 震源断層から既存地すべり地形までの距離	28
5.4 地すべり発生危険度評価法の検討	29
5.4.1 ロジスティック回帰分析	29
5.4.2 ロジスティック回帰モデルの構築	29
5.4.3 ロジスティック回帰モデルの検証	30
(1) 検証1	30

(2) 補正と検証 2	32
5.4.4 危険度ランクの設定	33
5.4.5 危険度評価結果	34
5.4.6 長野県新潟県県境付近の地震での 斜面災害データを用いた危険度評価法の検証	37
6. 高田平野西縁断層帯周辺における既存地すべり地形の 地震による地すべり発生危険度評価	39
6.1 地形・地質の概要	39
6.2 高田平野西縁断層帯	39
6.3 調査範囲の設定	43
6.4 地すべり地形、標高偏差及び縁辺侵食率	43
6.5 地震時における既存地すべり地形の 地すべり発生危険度評価マップの作成	45
7. まとめ	48
巻末資料	54
地震時における既存地すべり地形の地すべり 発生危険度評価マップの作成手順（案）	55

1. はじめに

近年、平成 16 年新潟県中越地震（以後、中越地震と言う）を始め、平成 19 年能登半島地震（以後、能登半島地震と言う）、平成 19 年新潟県中越沖地震（以後、中越沖地震と言う）、平成 20 年岩手・宮城内陸地震（以後、岩手・宮城内陸地震と言う）などのマグニチュード 6.8~7.2、最大震度 6 強を上回る逆断層地震が東日本で相次いで発生した。これらの地震で多発した地すべりや崩壊により道路の寸断や河道閉塞が生じ、集落の孤立など中山間地域に深刻な被害がもたらされた^{1) 2)}。また、中越地震、岩手・宮城内陸地震で生じた大規模な河道閉塞箇所では、天然ダムの決壊による下流への被害の発生が懸念された。このような地震災害に備えるためには、地震により発生する地すべり（以後、地震による地すべりと言う）の位置や規模を事前に予測し、その危険度を評価することが求められている。

地震による地すべりの発生場を予測し、危険度評価を行うためには、地すべり発生場の地形、地質的な特徴を明らかにするとともに、地すべり発生の可能性の高い範囲を明らかにする必要がある。上述の 4 つの地震による地すべりの分布や発生場の特徴については、これまでに様々な研究が成されている。中越地震では地すべりが既存地すべり地形内で数多く発生し、それらが地質・地質構造的には砂岩・泥岩互層の分布域や流れ盤構造の斜面で発生していること（例えば、八木ほか、2007³⁾）、斜面下部が浸食または人為的に切取られた斜面で発生していること⁴⁾、斜面下端部の勾配が急で縦断的に凸形状を示す斜面での発生していること⁵⁾などが報告されている。能登半島地震については、地下水に富む谷埋め堆積物の液状化による地すべり事例（例えば、弘崎ほか、2009⁶⁾）や、地震による崩壊が急斜面または凸斜面で数多く発生していることなどが示されている⁷⁾。中越沖地震については、中越地震による地すべりと同様に、地すべりが砂岩・泥岩互層の分布域や流れ盤構造の斜面で数多く発生したことが報告されている⁸⁾。岩手・宮城内陸地震については、地すべりや崩壊などの分布図が八木ほか（2008）⁹⁾により作成された。また、地震による斜面災害は詳細にタイプ分けされ、そのほとんどが表層崩壊で更新世の溶結凝灰岩類の分布域で数多く発生していること、斜面災害が震源断層の上盤側で数多く発生していることなどが報告されている¹⁰⁾。また、檜垣ほか（2009）¹¹⁾は、地震による地すべりや地すべり性崩壊が、水平堆積構造の軟質な火砕堆積物や水成堆積岩から成る地質構造の斜面が河川浸食を受けたところで数多く発生していることを示している。

このように、地震による地すべりや崩壊の発生場の地形・地質的な特徴が次第に明らかになってきた。しかしながら、地震により地すべりが多発した範囲と震源断層との位置関係についての研究は少なく、特に日本で発生した複数の地震を対象に共通して認められる特徴について分析した事例は少ない。内陸地震においては、地表面での強震動の分布は震源断層の幾何形状や断層の破壊過程と密接な関係にあることが知られており（例えば、Anderson *et al.*, 2000¹²⁾；香川、2008¹³⁾）、地震による地すべりは地震動を誘因として発生するもので、発生する地すべりの分布及び規模も震源断層に強く影響されることが推測される。

そこで、地震による地すべりの多発範囲を明らかにすることを目的として、近年東日本で発生した上述 4 つの逆断層地震を対象に、震源断層及び震央と地震による地すべりとの位置関係に注

目し、地震による地すべりの分布と規模の特徴を調査し考察した。また、震度や地表最大加速度分布と地すべりの分布との関係についても調査し考察した。この他、地震による地すべりの分布は震源断層からの距離の他に、地形・地質による影響も受けていると考えられることから、震源断層から一定距離の範囲毎に斜面勾配や地質構成と地すべりの発生状況を調査し、地すべりの発生が震源断層からの距離と地形・地質条件のいずれの影響を強く受けているのかについて検討した。

一方、地すべりの発生危険度評価については数多くの研究が行われており、主に定性的な手法と定量的な手法に分けられる¹⁴⁾。定性的な手法^{15), 16), 17)}は、専門家の経験に基づき地すべりの危険度マップを作る方法である。また、経験的な方法は研究者のスキルに頼ることから、専門的な知識が要求される。定量的な手法には確定手法^{18), 19)}と統計学的手法がある。確定手法は物理的なメカニズムを数学モデル化するもので、斜面構成物の物性値が必要であり、広範囲での取得は困難な場合が多い。これに対し、統計学的手法は地すべりの空間分布と発生要因との関係を分析するものである。統計学的手法として、判別分析^{20), 21)}とロジスティック回帰分析^{22), 23), 24), 25)}が用いられている。判別分析ではデータの正規分布が要求される²¹⁾制限があるのに対し、ロジスティック回帰分析にはこのような制限なく、地すべり発生予測に適しているとされる²⁶⁾。

これらの統計学的手法は斜面をグリッドに分け、グリッド単位で分析を行っている場合が多い。しかしながら、地すべり対策は一般に地すべりブロック単位で実施され、グリッド単位をもとにした地すべり対策は今後の課題である。中越地震では、既存地すべり地形内で数多くの地すべりが発生した⁵⁾。また、既存地すべり地形の判読は地すべり地形の特徴をもとに可能であり、判読結果は容易に入手できる²⁷⁾。これらのことから、地震による地すべりの発生危険度の評価手法は、今後の地すべり対策のことも考慮し、既存地すべり地形を対象にロジスティック回帰分析法を用いた手法により検討した。

本資料が、今後の地震による地すべり発生危険度評価の研究資料として活用していただければ幸いである。

2. 研究目的

本研究の目的は、新潟県中越地震、能登半島地震、新潟県中越沖地震、岩手・宮城内陸地震などの逆断層型地震により発生した地すべりの分布の特徴や地形的な特徴を抽出し、地すべり地帯の既存地すべり地形における地震時地すべり発生危険度評価手法の提案を行うことである。

3. 調査地の概要

3.1 調査範囲

調査対象範囲は、新潟県中越地震（以後、中越地震とする）、新潟県中越沖地震（以後、中越沖地震とする）、能登半島地震、岩手・宮城内陸地震の震源域及びその周辺地域であり、各地震発生直後に空中写真が撮影された範囲とした。

3.2 調査地の地形・地質

図-1 は、各調査地の位置を示したものである。調査地が位置する東北地方から北陸地方には、活断層が多数存在する²⁸⁾。東北地方に分布する活断層はほぼ南北方向に延びるものが数多くあり、概ね山地・丘陵と平野・盆地との境界に位置し、山地側が隆起する逆断層である²⁹⁾。これに対し、北陸地方の山地には横ずれ断層が発達し、平野部と丘陵の境界付近には逆断層が分布する。一方、

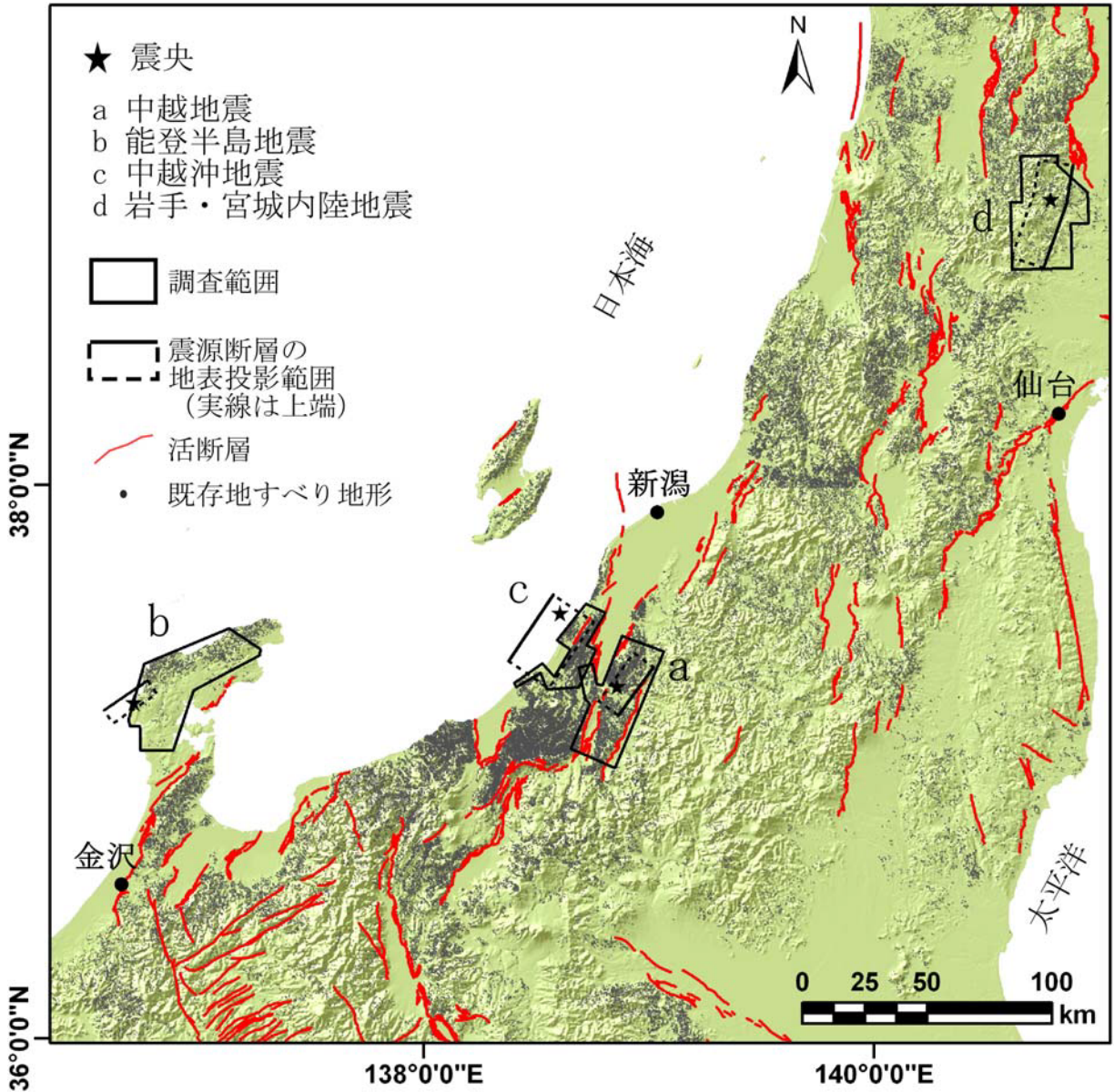


図-1 各調査地の位置

既存地すべり地形は防災科学技術研究所 (2010)²⁷⁾ の地すべりデータベースによるもので、地すべり地形ポリゴンの中心をプロットした。活断層は、産業総合技術研究所 (2009)²⁸⁾ による。

東北から北陸地方の既存地すべり地形は丘陵部に集中し²⁷⁾、概ね第三紀層の分布と一致する³⁰⁾。

中越地震及び中越沖地震の発生域の地形は、北北東-南南西方向に並列する丘陵とその間の盆地から成る。また、中越地震調査域の魚沼丘陵の標高が 300~700mであるのに対し、中越沖地震調

査域の西山丘陵の標高は 100～300mである。これらの調査域の地質は、主に新第三紀から第四紀の堆積岩から成り、地質構造は北北東-南南西方向の軸を持つ活褶曲で特徴付けられている。これらの地域には、北北東-南南西走向の活断層が丘陵と盆地の境界に分布し、いずれも山側が隆起する逆断層である²⁸⁾。

能登半島地震の調査地周辺の地形は、標高が 200～400mの比較的開析が進んだ丘陵と山地から成る。本地域には新第三紀中新世の火山岩や堆積岩が広く分布し、地質構造は東北東-西南西方向の軸を持つ褶曲で特徴付けられる³¹⁾。調査地の北部には既存地すべり地形が数多く存在するが、南部には少ない。なお、調査地周辺には、活断層の存在が知られていない。

岩手・宮城内陸地震の調査地の地形は、奥羽脊梁山地の中央部に位置する栗駒山、焼石岳などの第四紀火山で特徴付けられる。調査地の斜面は標高が 500～1,000mであり、河川による下刻が進んでいる。調査地には新第三紀から第四紀の火山岩類が広く分布し、地質構造はほぼ南北方向の軸を持つ褶曲と断層から成る³²⁾。また、調査範囲には活断層の存在が知られていないが、調査範囲外の北東側には南北走向の逆断層が存在する。

4. 地震による地すべりの多発範囲の検討

4.1 研究方法

表-1には、既存の地すべり地形判読に用いた地震発生後の空中写真を示した。地震による地すべりの分布図は、地震発生後の空中写真の判読と現地調査結果をもとに作成した。なお、中越地震による地すべりの分布については、国土交通省の判読結果³³⁾を用いた。本研究で扱う「地すべり」は、移動体の層厚が比較的厚く、移動後も移動体の原型がある程度保持されているもので、縮尺1:20,000程度の空中写真で判読できるものとした。また、明らかな表層崩壊や土石流は調査対象外とした。

表-1 既存地すべり地形判読に用いた地震発生後の空中写真

地震	縮尺	撮影時期	撮影機関
中越地震	1:10,000～12,000	2004年10月24～29日	国土地理院
	1:10,000	2007年3月26日	国土地理院
能登半島地震	デジタル写真(地上解像度20cm)	2007年3月26日	中日本航空(株)
中越沖地震	1:6,000	2007年7月18,19日	国際航業(株)
岩手・宮城内陸地震	1:10,000	2008年6月16,18日	国土地理院
	1:10,000	2008年6月16,18日	アジア航測(株)

図-2は地すべりと震源断層との位置関係を、表-2は検討で用いた震源断層モデルをそれぞれ示したものである^{34), 35), 36), 37)}。震源断層から地すべりまでの距離は、地すべりの平面上の重心と震源断層モデル上端の地表投影線との最短距離とした。また、地すべりの発生状況は、震源断層モデルの地表面投影範囲を断層面投影範囲とし、その内側及び外側についても比較した。震源断層からの距離は、例えば最大加速度の距離減衰式³⁸⁾を用いて加速度を求める際には、断層面からの最短距離が用いられることが多い。しかしながら、本研究では、地震による地すべりの危険度評価への活用を目的と

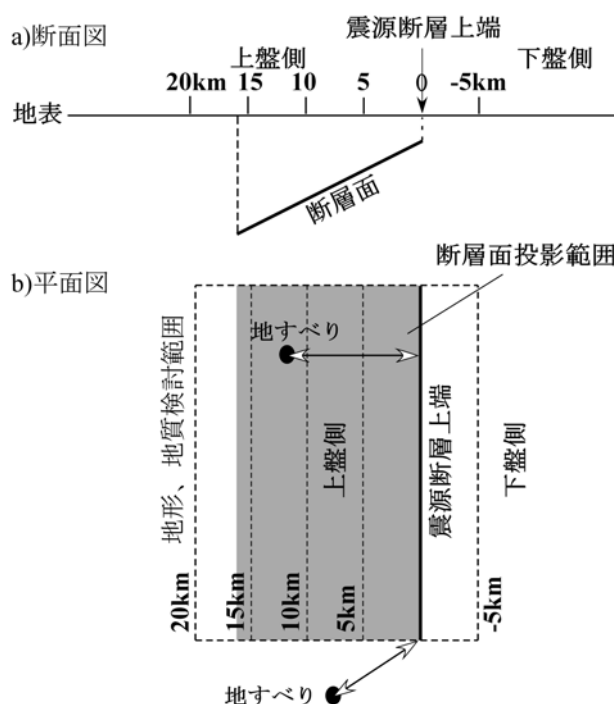


図-2 地すべりと震源断層との位置関係

表-2 検討で用いた震源断層モデル

地震名	長さ(km)	幅(km)	走向(°)	傾斜(°)	断層型	出典
中越地震	24	16	N36E	53NW	北西向き逆断層	東京大学地震研究所(2005)
能登半島地震	21.2	13.9	N55E	63SE	南東向き逆断層	国土地理院(2007)
中越沖地震	32	24	N34E	36SE	南東向き逆断層	纈纈(2008)
岩手・宮城内陸地震	42	18	N21E-N11E	41NW	北西向き逆断層	Hikima <i>et al.</i> , 2008

して、地震による地すべり発生範囲を明らかにしようとしている。このため、地すべりの分布と地すべり規模との関連性は、今後の活断層の長期評価結果³⁹⁾で示されている断層モデルに基づき、GISを用いて2次元での距離計算が簡便に行うことができるという理由から、震源断層上端の地表投影線からの最短距離を用いて分析することにした。なお、今回対象とした地震では公表されている断層モデルの傾斜角はそれぞれ一定であるため、断層面上端の地表投影線から地すべりまでの距離と断層面から地すべりまでの距離は比例関係となる。

ここでは、地震による地すべりの分布と規模の特徴を明らかにするため、震源断層の上盤側、下盤側や断層面投影範囲内外における地すべりの分布と地すべりの面積を調べた。また、地すべりが発生した範囲の包絡線と震度⁴⁰⁾、地表最大加速度⁴¹⁾との関係、震央や震源断層からの距離と地すべりの分布、規模との関係も調べた。なお、最大加速度は三成分の合成値を用いた。

さらに、震源断層からの距離と地形・地質のいずれが地すべりの発生に大きな影響を及ぼすかを検討するため、図-3の破線で示したように震源断層から5 kmの範囲毎に斜面勾配、地質と地すべり発生率を比較した。なお、地震による地すべりの発生は、斜面勾配と地質構成以外の様々な地形要因（起伏量、既存地すべり地形など）や地質構造的な（活断層、褶曲など）要因にも影響されると

考えられる。ここでは震央、震源断層からの距離と地すべりの分布との関係を明らかにすることに主眼をおいたことから、地形・地質的な要因としては斜面勾配と地質構成を取り上げ検討することにした。なお、斜面勾配は国土地理院発行の50mメッシュDEMデータ^{42), 43)}を、地質は産業技術総合研究所(2004)発行の20万分の1デジタル地質図⁴⁴⁾を用いてそれぞれ30mメッシュ単位で求めた。また、地すべり発生率は、震源断層から5 kmの範囲毎の全メッシュ数に占める地すべり範囲に含まれるメッシュ数の割合とし、斜面勾配や地質毎の地すべり発生率は、それらの総メッシュ数に占める地すべり範囲内のメッシュ数の割合とした。

4.2 研究結果

4.2.1 地震による地すべりの分布

表-3 には各地震で発生した地すべりの判読結果を、図-3~6 には各地震で発生した地すべりの分布を示した。図-3 に示した中越地震では、地すべりは 362 箇所が発生した。その中で、断層面投影範囲内で発生した地すべりは 200 箇所であり、全体の 55.2%を占めた。また、既存地すべり地形内で発生した地すべりは 180 箇所であり、全体の約 50%を占めた。断層面投影範囲外で発生した地すべりは、南西側に 41 箇所(全体の 11.3%、図-3 中の A)、北東側に 15 箇所(全体の 4.1%、図-3 中の B)分布している。また、断層面投影範囲で発生した地すべりは、北西側に 105 箇所(全体の 29.0%、図-3 中の C)分布している。この他、震源断層の上盤側で発生した地すべりは 350 箇所(全体の 96.7%)であるのに対し、下盤側で発生した地すべりは 12 箇所(全体の 3.3%)と少なく、地すべりは上盤側に多く分布している傾向が認められる。

図-4 に示す能登半島地震では、断層面投影範囲内で発生した地すべりは 2 箇所であり、全体の 13.3%を占めた。震源断層の大部分は海底に位置し、下盤側の海域部分の地すべり発生状況は不明である。検討した範囲内で発生した地すべりは 13 箇所が上盤側に位置し、全体の 86.7%を占めた。一方、下盤側で発生した地すべりは 2 箇所であった。また、既存地すべり地形内で発生した地すべりは 3 箇所であり、全体の 20%を占めた。

図-5 に示した中越沖地震では、断層面投影範囲内で発生した地すべりは 9 箇所であり、全体の 50.0%を占めた。断層面投影範囲外では、南西側に 7 箇所の地すべり(図-5 中の A)が分布し、全体の 38.9%を占めた。一方、北東側では、地震で発生した地すべりの分布が認められなかった。調査範囲内で発生した地すべりは、18 箇所全てが震源断層の上盤側に分布している。なお、海域となる震源断層下盤側の地すべり発生状況は不明である。また、既存地すべり地形内で発生した地すべりは 2 箇所のみであった。

表-3 各地震で発生した地すべりの判読結果

対象地震	全箇所数	断層面投影範囲内		断層面投影範囲外		断層上盤側		断層下盤側	
		箇所数	割合(%)	箇所数	割合(%)	箇所数	割合(%)	箇所数	割合(%)
中越地震	362	200	55.2	162	44.8	350	96.7	12	3.3
能登半島地震	15	2	13.3	13	86.7	13	86.7	2	13.3
中越沖地震	18	9	50.0	9	50.0	18	100.0	—	—
岩手・宮城内陸地震	136	121	89.0	15	11.0	127	93.4	9	6.6

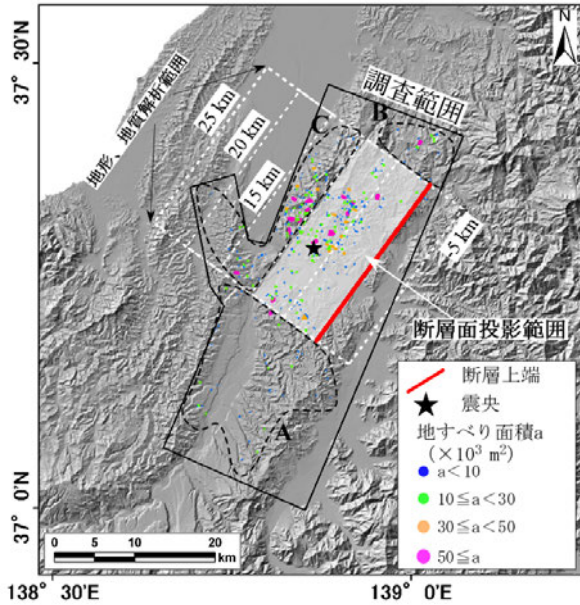


図-3 中越地震で発生した地すべりの分布

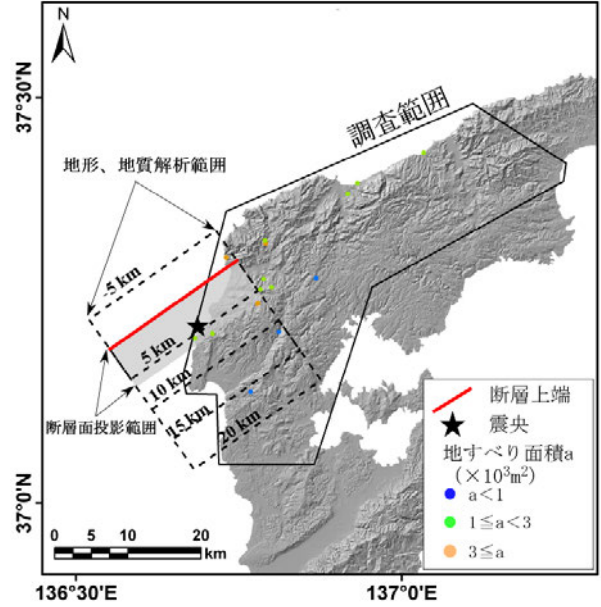


図-4 能登半島地震で発生した地すべりの分布

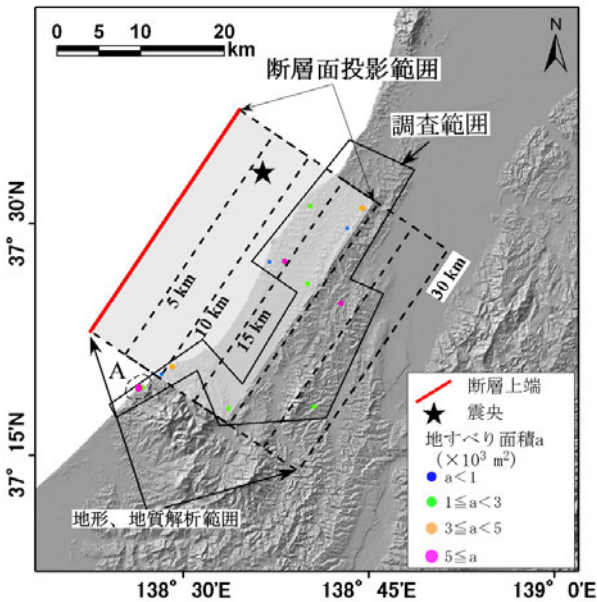


図-5 中越沖地震で発生した地すべりの分布

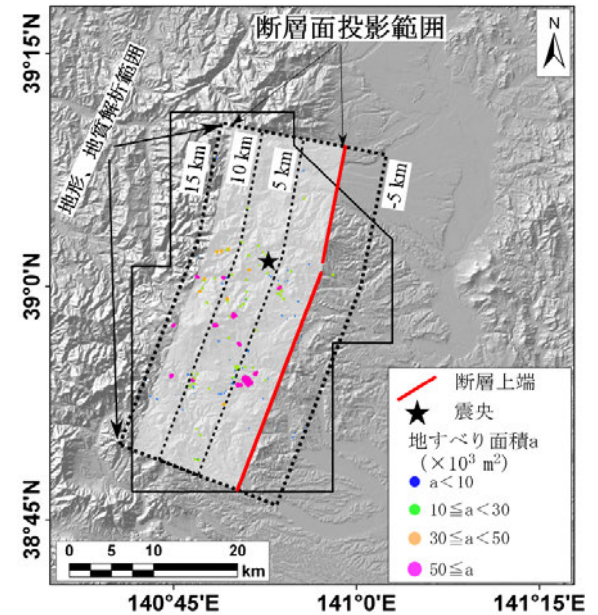


図-6 岩手・宮城内陸地震で発生した地すべりの分布

A: 断層面投影範囲の南西延長の地すべり包絡範囲

B: 断層面投影範囲の北東延長の地すべり包絡範囲

C: 断層面投影範囲の北西延長の地すべり包絡範囲

図-6に示した岩手・宮城内陸地震では、地すべりは136箇所が発生した。この中で、断層面投影範囲内で発生した地すべりは121箇所であり、全体の89.0%を占めた。また、面積10,000m²以上の地すべり（全体の97.3%）が断層面投影範囲内に含まれた。断層面投影範囲外では、地すべりが上盤側の北西延長上に6箇所（全体の4.4%）分布している。震源断層の上盤側で発生した地すべりは、127箇所（全体の93.4%）であるのに対し、下盤側で発生した地すべりは9箇所であった。また、既存地すべり地形内で発生した地すべりは35箇所あり、全体の約26%を占めた。

以上のことから、各地震による地すべりは震源断層の上盤側で数多く発生し、全体の86.7%以上を占めることが示された。また、既存地すべり地形内で発生した地すべりの箇所数の割合は、中越地震が全体の約50%であったのに対し、その他の地震が全体の10~25%程度であった。

4.2.2 地震による地すべりの規模

図-7は、各地震による地すべりの最大長さ、最大幅の頻度分布を示したものである。中越地震と岩手・宮城内陸地震では最大長さ100~200mの地すべりが最も多い。最大長さ200m以下のものは中越地震が全体の83.1%を占め、岩手・宮城内陸地震が全体の75.0%を占めた（図-7(a)、(d)）。また、最大幅については、100m以下のものが最も多かった。

一方、能登半島地震と中越沖地震では最大長さ100m以下の地すべりがそれぞれ全体の86.7%、72.2%を占めた（図-7(b)、(c)）。また、最大幅については、全ての地すべりが幅100m以下であった。

これらのことから、中越地震と岩手・宮城内陸地震では、中越沖地震と能登半島地震と比べて、規模が大きい地すべりが発生していたことが分かった。

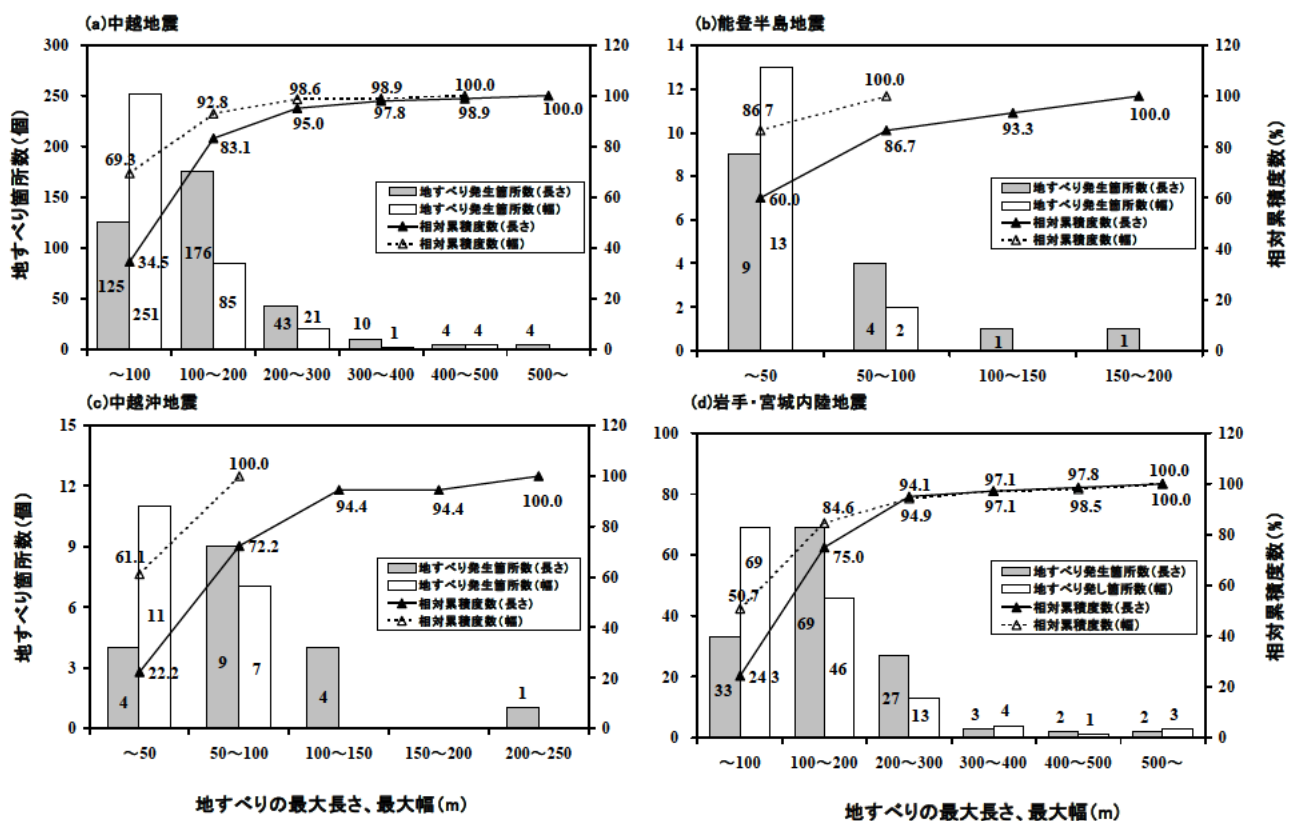


図-7 各地震による地すべりの最大長さ、最大幅の頻度分布

4.2.3 震度、最大加速度と地すべりの分布との関係

各地震の本震の震度、地表3成分合成最大加速度と発生した地すべりの分布状況を調べた結果を以下に示す。

図-8～11には、震度、最大加速度分布と地すべりが発生した範囲の包絡線を示した。なお、震度は気象庁、加速度は防災科学技術研究所のデータ⁴¹⁾による。中越地震では、地すべりは震度5強以上の分布域（図-8a）、最大加速度500gal以上の分布域（図-8b）で発生した。能登半島地震では地すべりは震度5強以上の分布域で発生し（図-9a）、最大加速度200～500galの分布域で1箇所（全体の6.7%）、500gal以上の分布域では14箇所（全体の93.3%）で発生した（図-9b）。中越沖地震では地震による地すべりは、震度6弱以上の分布域で発生し（図-10a）、図-10bに示すように最大加速度200～500galの分布域において1箇所（全体の5.5%）、500gal以上の分布域において17箇所（全体の約94.5%）でそれぞれ発生した。岩手・宮城内陸地震では、全ての地すべりは震度5強の分布域で発生している（図-11a）。また、地すべりは最大加速度500gal以上の分布域で発生した（図-11b）。

以上のことから、4つの地震により発生した地すべりは震度5強以上の分布域に位置し、最大加速度500 gal以上の分布域に93.3%以上の地すべりが含まれることが分かった。

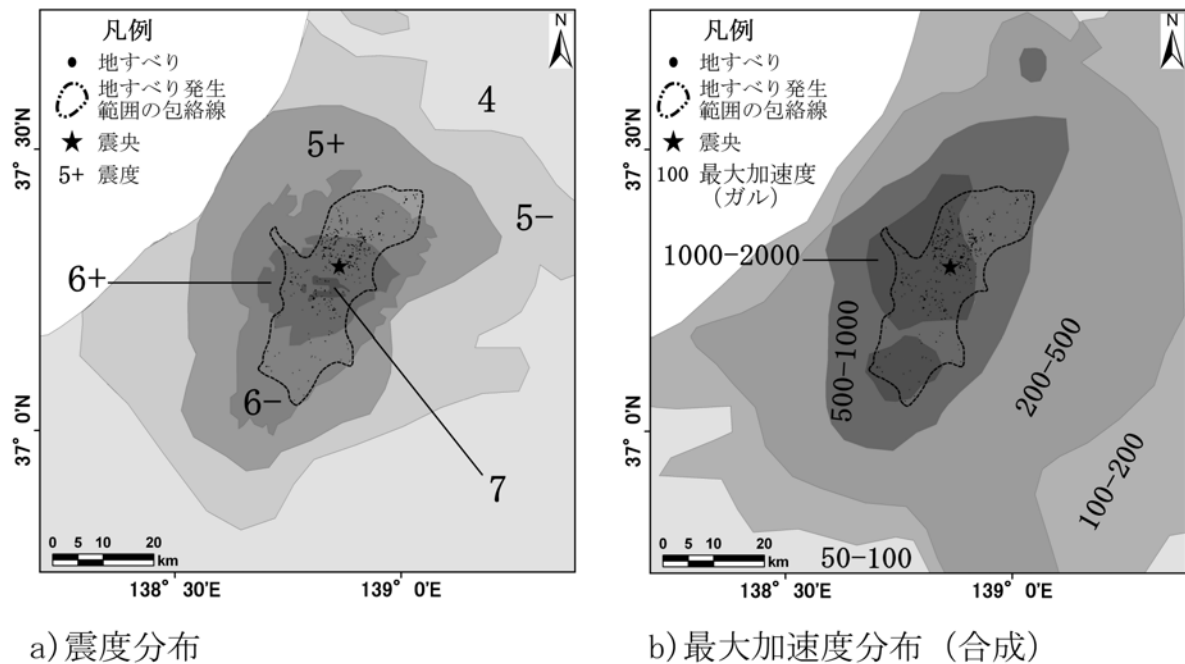
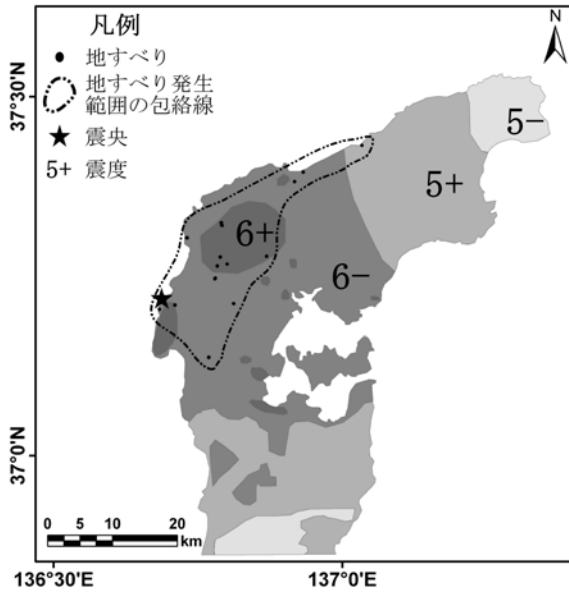
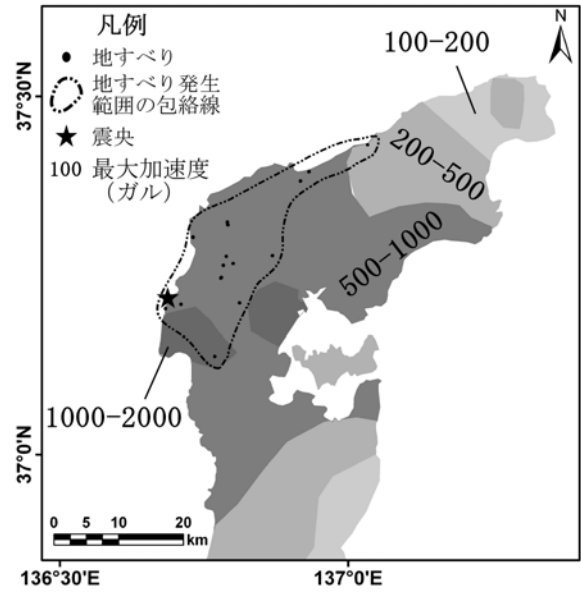


図-8 中越地震における震度、最大加速度分布と地すべりが発生した範囲

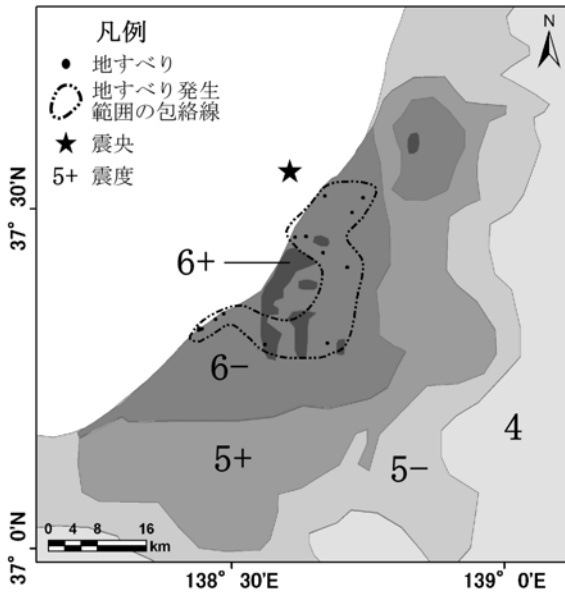


a) 震度分布

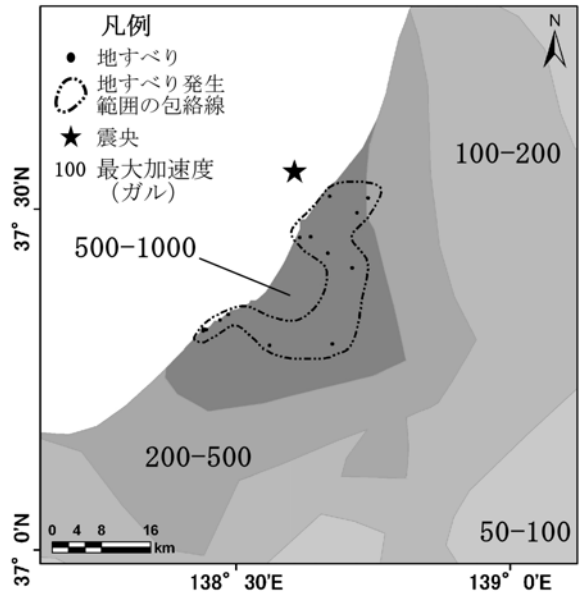


b) 最大加速度分布 (合成)

図-9 能登半島地震における震度、最大加速度分布と地すべりが発生した範囲

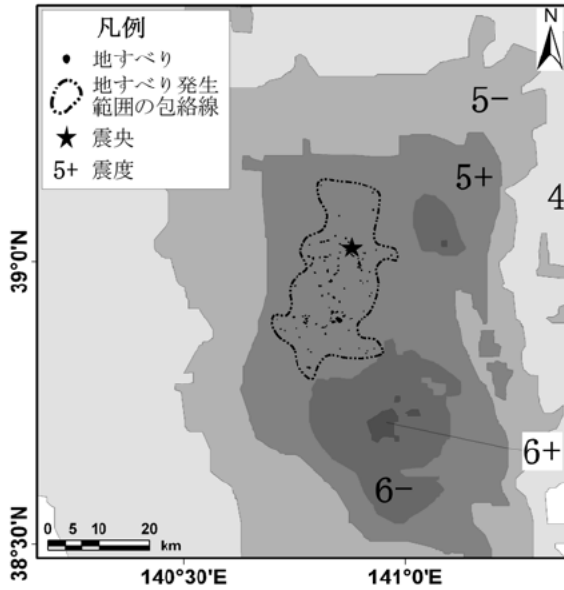


a) 震度分布

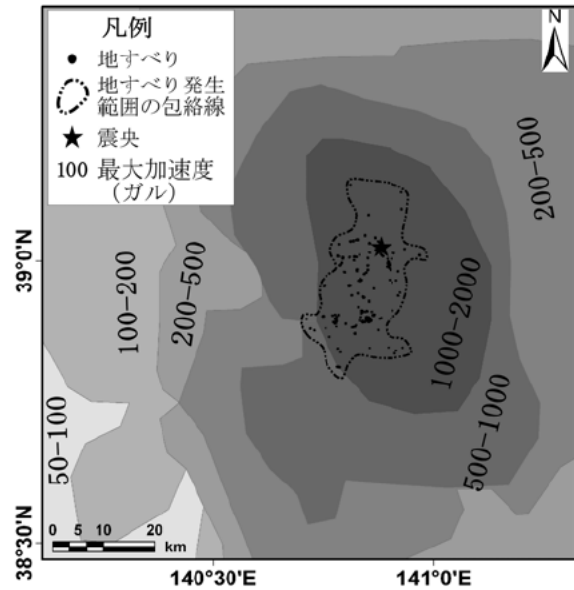


b) 最大加速度分布 (合成)

図-10 中越沖地震における震度、最大加速度分布と地すべりが発生した範囲



a) 震度分布



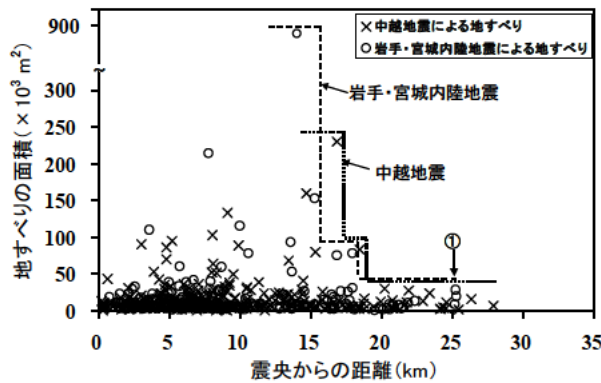
b) 最大加速分布 (合成)

図-11 岩手・宮城内陸地震における震度、最大加速度分布と地すべりが発生した範囲

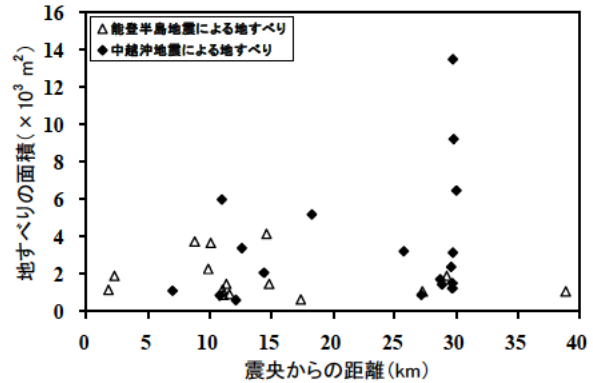
4.2.4 震央からの距離と地すべりの面積との関係

図-12には、震央からの距離と地すべりの面積との関係を示した。中越地震については、地すべりは震央から28 km以内で発生し、震央から離れるほど地すべりの規模が小さくなる傾向が認められる。岩手・宮城内陸地震については、地すべりは震央より約25 km以内で発生し、震央から離れるほど地すべりの面積が小さくなる傾向が認められる。能登半島地震については、地すべりは震央から39 kmの範囲で発生した。地すべりの面積は、震央から離れるほど小さくなる傾向がある。中越沖地震については、地すべりは震央から30 km以内の範囲で発生し、震央から遠く離れた位置に面積の大きな地すべりが存在し、震央から離れるほど地すべりの面積が小さくなる傾向は認められない。

これらのことから、地すべりは震央から26~39 km以内の範囲で発生するものの、地すべりの面積は地震によっては震央から離れるほど小さくなるとは言えない結果となった。



a) 中越地震、岩手・宮城内陸地震



b) 能登半島地震、中越沖地震

図-12 震央からの距離と地すべりの面積との関係

4.2.5 震源断層からの距離と地すべり発生箇所数

図-13 は、震源断層からの距離と地すべり発生箇所数との関係を示したものである。中越地震については(図-13(a))、断層から5~10 kmの範囲内で発生した地すべりは最も多く167箇所であり、次が10~15 kmの100箇所であった。また、震源断層から20 kmの範囲内で発生した地すべりは全体の99.7%を占めた。能登半島地震については(図-13(b))、断層から5~10 kmの範囲内で発生した地すべりが最も多く5箇所であり、震源断層から20 kmの範囲内で発生した地すべりは全体の93.3%を占めた。中越沖地震については(図-13(c))、断層から5~10 kmの範囲内で発生した地すべりが最も多く8箇所であり、震源断層から20 kmの範囲内で発生した地すべりは全体の88.9%を占めた。岩手・宮城内陸地震については(図-13(d))、断層から5~10 kmの範囲内で発生した地すべりが最も多く63箇所であり、次が0~5 kmの35箇所であった。また、全ての地すべりは、震源断層から15 kmの範囲内で発生していた。

これらのことから、震源断層の上盤側で発生した地すべりは、ほとんどが震源断層から20 kmの範囲内で発生したことが明らかになった。

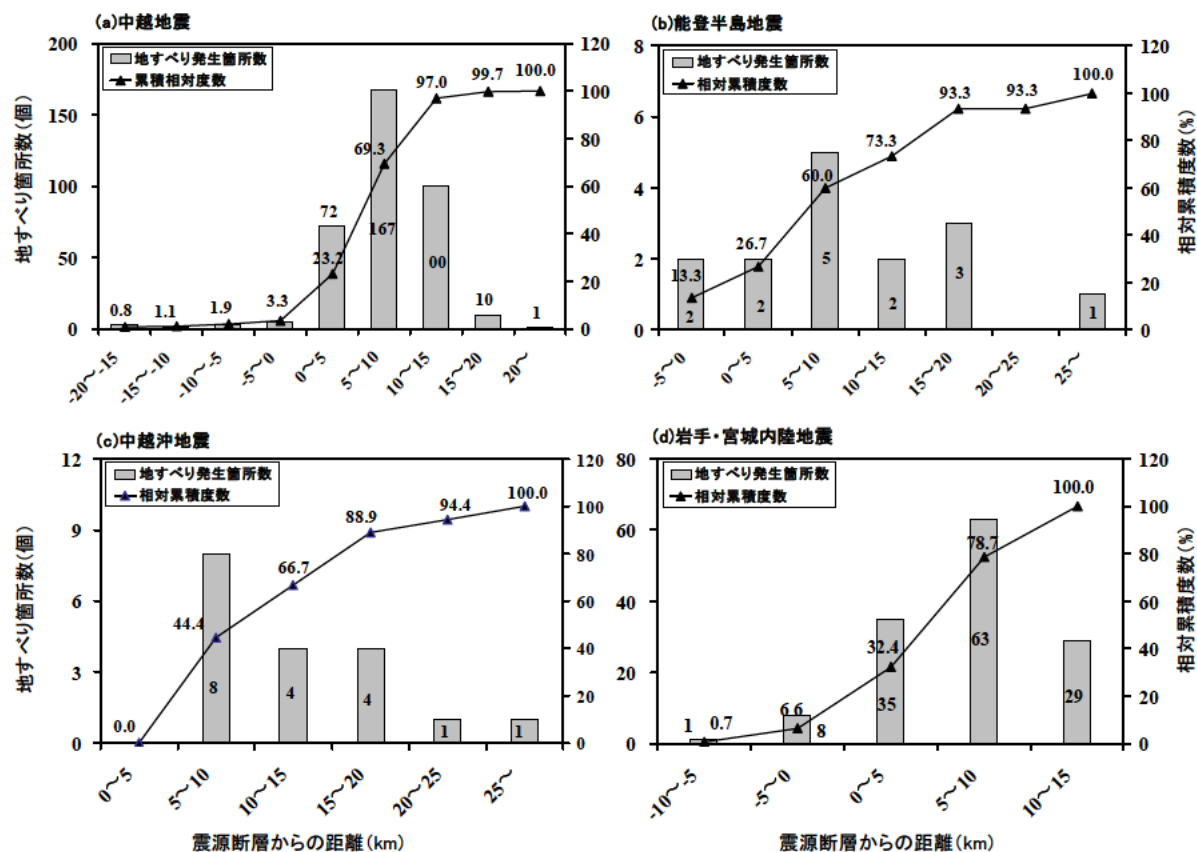


図-13 震源断層からの距離と地すべり発生箇所数との関係

4.2.6 震源断層からの距離と発生した地すべりの面積

図-14には、震源断層からの距離と発生した地すべりの面積との関係を示した。図-14(a)に示す中越地震については、地すべりは震源断層から約 22 km の範囲内で発生している。最も大きな面積の地すべりは震源断層から約 6.3 km の位置で発生し、6.3 km 以上では震源断層から離れるほど発生した地すべり面積の最大値は小さくなる傾向がある。また、震源断層の下盤側で発生した地すべりの面積は、上盤側で発生したものに比べて小さい。

図-14(a)に示す岩手・宮城内陸地震については、地すべりは震源断層から約 15 km の範囲で発生している。最も大きな面積の地すべりは震源断層から 3.5 km の位置で発生し、3.5 km 以上については震源断層から離れるほど発生した地すべりの面積の最大値は小さくなる傾向がある。また、中越地震と同様に、震源断層の下盤側で発生した地すべりの面積は、上盤側で発生したものに比べて小さい。

図-14(b)に示す能登半島地震については、地すべりは震源断層から 30 km 以内の範囲で発生している。また、最も大きな面積の地すべりは、震源断層から約 4.5 km の位置で発生し、4.5 km 以上では震源断層から離れるほど発生した地すべりの面積の最大値が小さくなる傾向がある。また、震源断層の下盤側で発生した地すべりの面積は、上盤側で発生したものとほぼ同じである。

図-14(b)に示す中越沖地震については、地すべりは震源断層から約 28 km の範囲内で発生している。最も大きな面積の地すべりは震源断層から 8.9 km の位置で発生し、8.9 km 以上では震源断層から離れるほど発生した地すべりの面積の最大値は小さくなる傾向がある。

これらのことから、4 つの地震では、最も大きな面積の地すべりは震源断層からの距離が 3.5～9.0 km の位置で発生し、それ以遠で発生した地すべりの面積の最大値は徐々に小さくなる傾向が認められた。また、地すべりは震源断層の上盤側で多発し、その面積は能登半島地震を除き、下盤側で発生したものに比べて大きい傾向が認められた。また、上記の傾向は、震央からの距離を用いて整理した場合に比べて、震源断層からの距離を用いて整理した場合の方が明確になることが分かった。

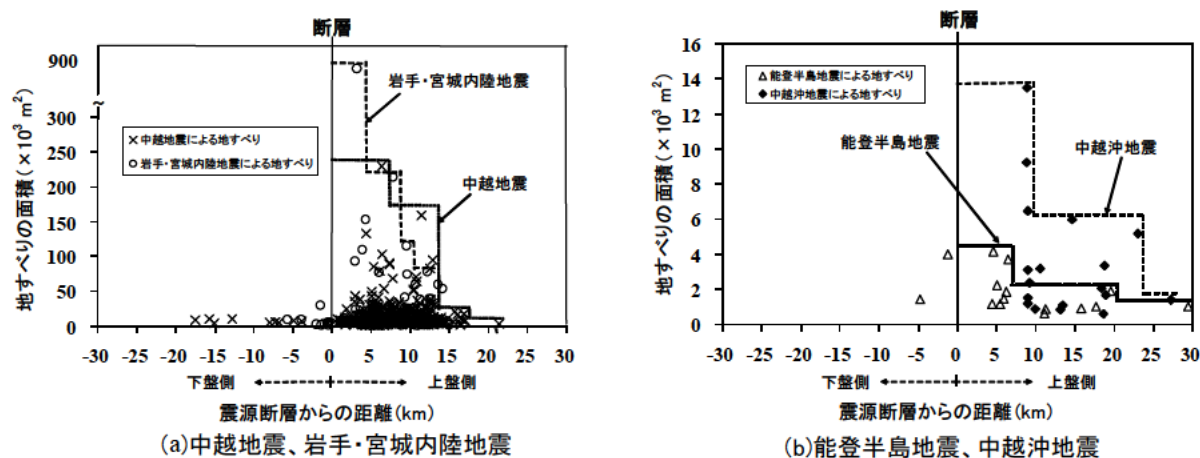


図-14 震源断層からの距離と発生した地すべりの面積との関係

4.2.7 地形・地質が地すべりの発生に及ぼす影響

地震による地すべりの規模には、震央からの距離よりも震源断層からの距離の方が影響を及ぼしている可能性が示された。しかしながら、この結果は、震源断層周辺の地形・地質の影響によることも考えられる。そこで、地すべりの発生率と斜面勾配、地質構成との関係を、震源断層から一定距離の範囲毎に調べた。

(1) 斜面勾配と地震による地すべり

図-15には、斜面勾配と地すべり発生率との関係を示した。中越沖地震以外の3つの地震では、地すべり発生率は斜面勾配が大きくなるほど高くなる傾向が認められる。斜面勾配が急なところで地すべり発生率が高いのは、40°以上の斜面のメッシュ数が少ないことと地すべりの滑落崖や末端部などの急勾配の部分が地すべりメッシュとして数えられているためである。中越沖地震の場合は、斜面勾配 30° までは勾配が大きくなるほど地すべり発生率が高くなっているが、斜面勾配 30° 以上の値を示すメッシュ数は少なく、地すべりの発生が認められない。

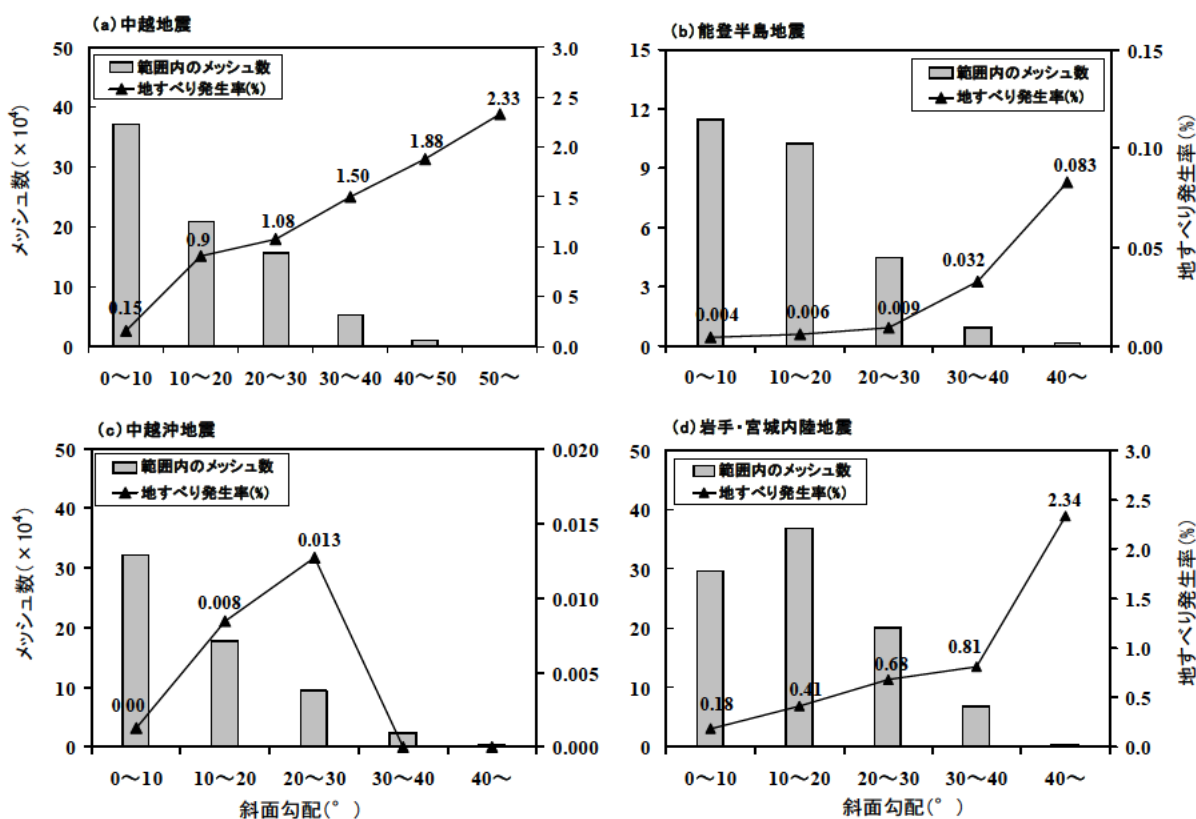


図-15 斜面勾配と地すべり発生率との関係

図-16は、100箇所を超える多数の地すべりが発生した中越地震と岩手・宮城内陸地震における、震源断層から5 kmの範囲毎の斜面勾配10°以上のメッシュ数と地すべり発生率との関係を示したものである。なお、地すべり発生率が低い斜面勾配10°未満のメッシュを除外している。中越地震については、メッシュ数は震源断層から15~20 kmと20~25 kmの範囲を除きほぼ同じである。地すべり発生率は、震源断層から5~10 kmの範囲で最も高く、それ以遠では徐々に低くなる傾向を示す(図-16(a))。岩手・宮城内陸地震(図-16(b))については、地すべり発生率は震源断層から0~5 kmで最も高く、それ以遠では低くなる傾向を示している。

斜面勾配と地すべり発生率との関係を調べた結果、地すべり発生率は震源断層から遠くなるほど低くなる傾向が示された。このことから、地すべり発生率は斜面勾配よりも震源断層からの距離に強く影響されることが考えられる。

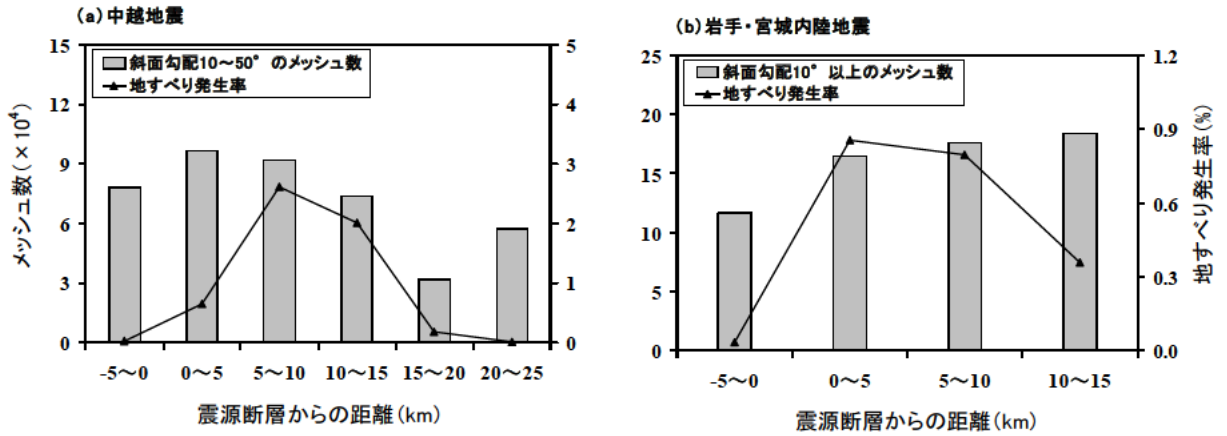


図-16 震源断層から 5 km 範囲毎の斜面勾配と地すべり発生率との関係

(2) 地質と地震による地すべり

図-17 は、各地震の調査範囲における地質と地すべり発生率との関係を示したものである。中越地震については（図-17(a)）、地質を未固結堆積物、第四紀及び新第三紀の堆積岩（砂岩、泥岩、砂岩・泥岩互層、シルト岩）、その他と区分した。地すべり発生率は、砂岩、砂岩・泥岩互層、シルト岩など堆積岩の分布域で高く、砂岩・泥岩互層の分布域が最も高いことが示された。

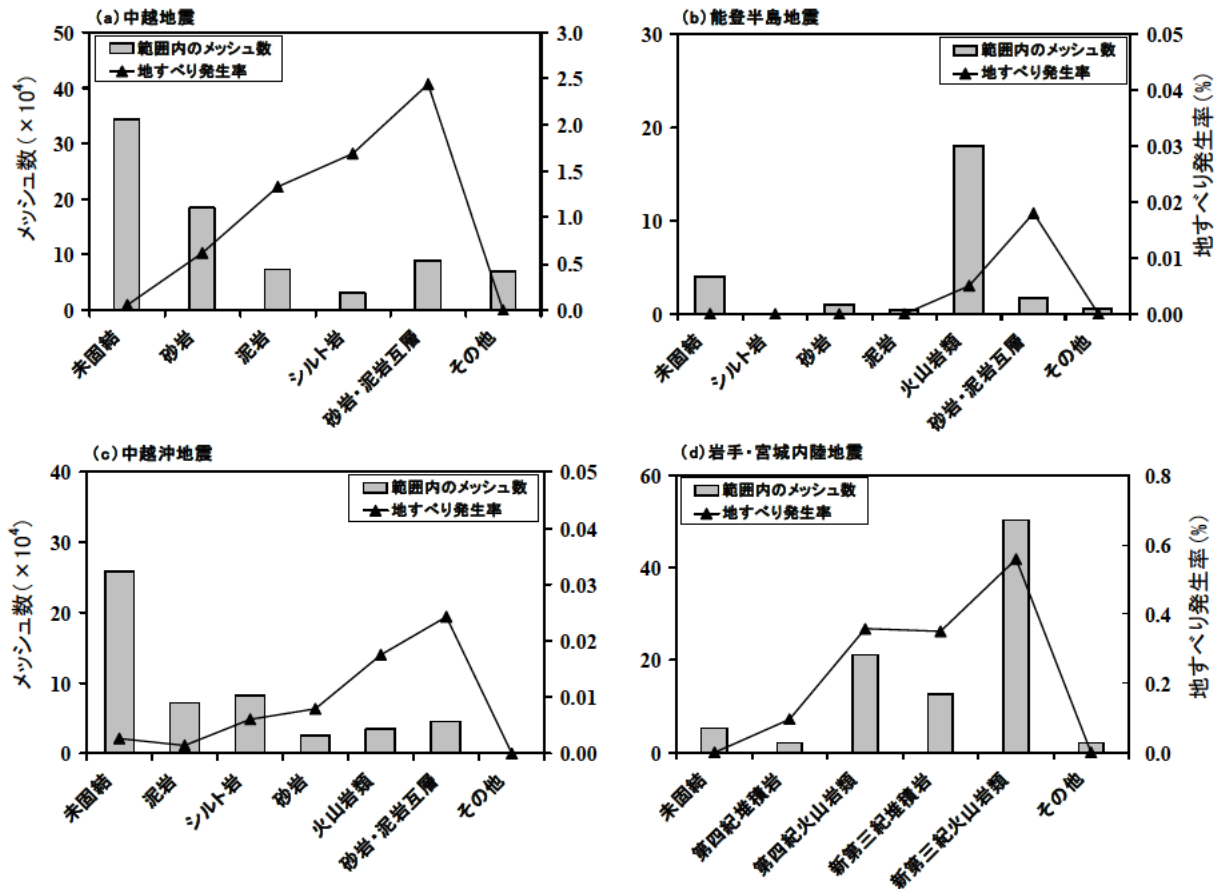


図-17 地質と地すべり発生率との関係

能登半島地震については（図-17(b)）、地質を未固結、堆積岩類（砂岩、泥岩、砂岩・泥岩互層、シルト岩）、火山岩類、その他に区分した。地すべり発生率は、砂岩・泥岩互層分布域で最も高いことが示された。

中越沖地震については（図-17(c)）、地質を未固結、堆積岩（砂岩、泥岩、砂岩・泥岩互層、シルト岩）、火山岩類及びその他に区分した。地すべり発生率は、中越地震と同様に砂岩・泥岩互層分布域で最も高いことが示された。

岩手・宮城内陸地震については（図-17(d)）、地質を第四紀の堆積岩、第四紀火山岩類、新第三紀堆積岩、新第三紀火山岩類、未固結、その他に区分した。地すべり発生率は、新第三紀火山岩類で最も高いことが示された。

図-18には、地すべり発生率が最も高い地質のメッシュ数と地すべり発生率との関係を震源断層から5 km 毎に示した。なお、能登半島地震と中越沖地震については、地すべり発生率が最も高い砂岩・泥岩互層のメッシュが、数が少ないことと、震源断層からそれぞれ5~0 km、10~20 km のみに存在したため、ここでは中越地震と岩手・宮城内陸地震についての結果を示した。

中越地震については、砂岩・泥岩互層のメッシュ数は震源断層から5~10 km の範囲で最も多く、地すべり発生率も最も高くなっている（図-18(a)）。それ以遠は、地すべり発生率が震源断層から遠くなるほど低くなる傾向が認められた。

岩手・宮城内陸地震では、地すべり発生率が最も高い新第三紀火山岩類のメッシュ数をみると、震源断層から0~5 km の範囲で最も多かったが、震源断層から5~10 km とそれほど差がない。また、5~10 km 及び10~15 km の範囲のメッシュ数はほぼ同じ値であった。地すべり発生率は、震源断層から0~5 km の範囲で最も高く（図-18(b)）、それ以遠は震源断層から遠くなるにつれ地すべり発生率が低くなる傾向が認められた。

これらのことから、地すべり発生率は、岩手・宮城内陸地震では新第三紀火山岩類の分布域で最も高く、それ以外の地震では砂岩・泥岩互層の分布域で最も高い結果となり、地質により異なる傾向が示された。しかしながら、同一の地質において、震源断層から5 km 範囲毎の地質メッシュ数と地すべり発生率の関係を調べた結果、地すべり発生率は断層から遠い範囲では低下しているため、地すべり発生率には地質よりも震源断層からの距離の方が強く影響していると考えられる。

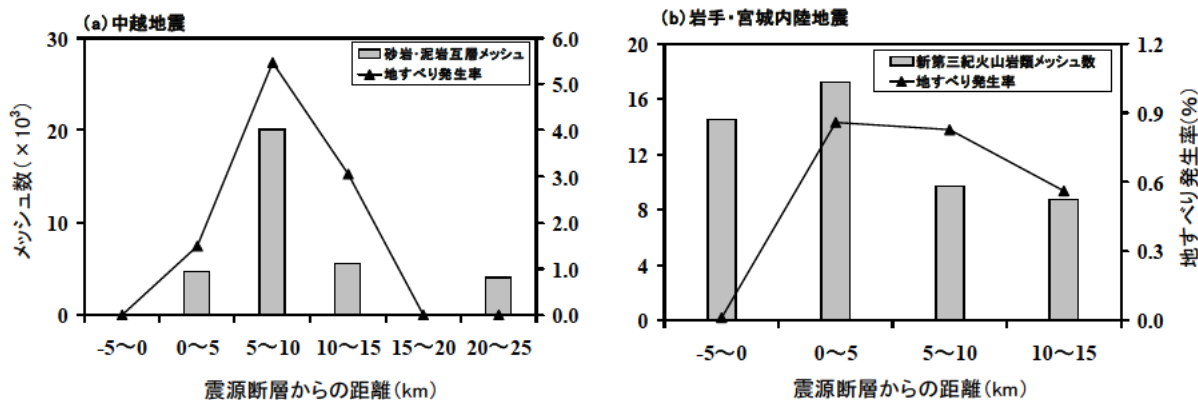


図-18 震源断層からの距離毎の地質メッシュ数と地すべり発生率

(3) 逆断層周辺における地すべり多発範囲

表-4には、地震に関する項目と地震による地すべり発生状況との関係を示した。地震による地すべりは、震度では5強以上、最大加速度分布では500gal以上、震央からの距離26～39 km内で発生している。また、震源断層からの距離では、20 kmの範囲内に4つの地震で発生した地すべりの88.9%以上の地すべりが発生している。4つの地震による地すべりの全てが震度5強以上、93.3%以上が最大加速度500gal以上の分布域で発生する結果となったことは、阿部ほか（2006）⁴⁵⁾が示した新第三紀層分布域における地震による岩盤すべりが震度5程度から発生し、震度6以上で多くな

表-4 地震に関する項目と地震による地すべり発生状況との関係

検討項目	中越地震	能登半島地震	中越沖地震	岩手・宮城内陸地震
推計震度	6弱以上で97.2%、5強以上で100%の地すべりが発生	6弱以上で93.3%、5強以上で100%の地すべりが発生	6弱以上で100%の地すべりが発生	5強の範囲で100%の地すべりが発生
加速度	500gal以上の範囲で全ての地すべりが発生	500gal以上の範囲で93.3%の地すべりが発生	500gal以上の範囲で94.4%の地すべりが発生	500gal以上の範囲で全ての地すべりが発生
震央からの距離	28km以内に発生	39km以内に発生	30km以内に発生	26km以内に発生
震源断層からの距離	20km以内に99.7%の地すべりが発生	20km以内に93.3%の地すべりが発生	20km以内に88.9%の地すべりが発生	全て15km以内に発生

ることや加速度が500gal程度で発生していることと整合する。

地震による地すべりは震源断層の上盤側で数多く発生していることから、震源断層から上盤側方向への距離毎の地すべり発生状況を調べ、地震による地すべりの多発範囲の設定手法を検討した。

図-19は、逆断層地震による地すべり多発範囲を示したものである。なお、図中の数値は、中越地震による地すべり箇所（割合）を示す。図-19(a)に示す震源断層から上盤側の10 kmの範囲Aには、205箇所（56.6%）の地すべりが発生し、15 kmの範囲（A+B）には299箇所（82.6%）、20 kmの範囲（A+B+C）には303箇所（83.7%）が発生している。また、岩手・宮城内陸地震では、上盤側の全ての地すべりが15 kmの範囲で発生していた。一方、能登半島地震では、発生した地すべりの箇所数は20 kmの範囲に全体の33.3%、中越沖地震では20 kmの範囲に同じく50.0%の地すべりが発生し、中越地震及び岩手・宮城内陸地震に比べて小さい値を示した。

地すべりは震源断層の走向方向の延長上にも発生していることから、地すべり多発範囲は震源断層からの距離に加えて断層走向方向に適切な距離を取った範囲とする必要がある。

図-19(b)には、震源断層の上盤側及び走向方向における地すべり発生範囲を示した。今回対象とした4つの地震による地すべりの分布を概観し、震源断層の走向方向に15 kmの距離を取り、中越地震を事例として試算した場合、発生した地すべりはA' +B' の範囲に全体の93.4%含まれた。

図-19(a)に示す範囲を設定すると、面積10,000m²以上の地すべりは全体の88.1%が含まれるのに対し、図-19(b)のA' +B' ように設定すると94.8%が含まれようになった。この方法を他の地震に適用すると、能登半島地震では60.0%、中越沖地震では66.7%、岩手・宮城内陸地震では全ての

地すべりが含まれた。能登半島地震と中越沖地震の値が他の地震の値に比べて小さいのは、震源断層の位置が海域であることが影響していると考えられる。

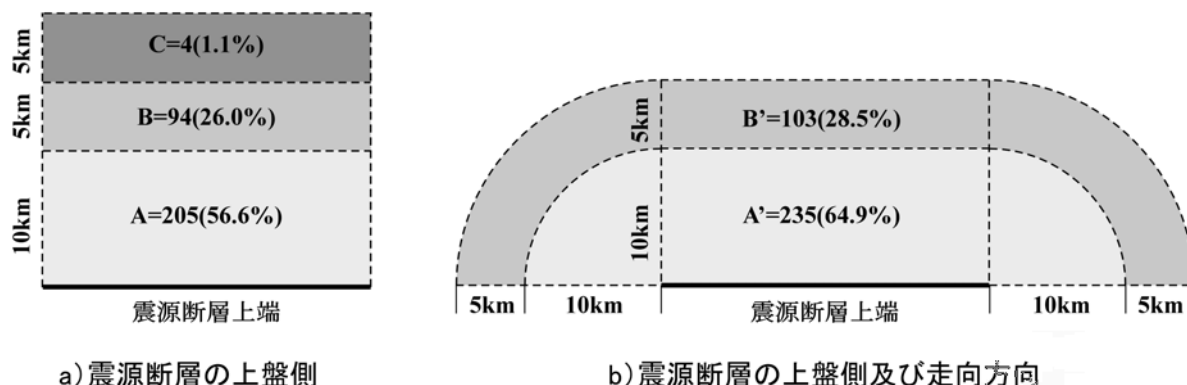


図-19 逆断層地震による地すべり多発範囲 (図中の数値は中越地震のもの)

図-20には、Keffer (1984)⁴⁶⁾による地震のマグニチュードと地震で発生した地すべりの断層からの最大距離との関係を示した。今回検討した地震はマグニチュード6.8~7.2のものであるが、地震の規模が大きくなると、その影響範囲も大きくなることが考えられる。Keffer (1984) は、地震のマグニチュードと地震により発生した地すべりの断層からの最大距離の関係を、マグニチュードが大きくなるにつれ、震源断層から発生する地すべりまでの最大距離が大きくなると述べている。したがって、地震による地すべりが多発する範囲を設定する際には、想定される地震のマグニチュードに応じ、その範囲を検討する必要がある。

今後、日本で地震により発生する地すべりについても同様に検討することでマグニチュードと発生する地すべりの震源断層からの最大距離との関係を明らかにすることも可能になると考えられる。今回検討した4つの地震による地すべりは概ね15~28 kmの範囲で発生し、図-20にプロットしたようにKeffer (1984)⁴⁶⁾の包絡線の範囲に含まれる結果となった。

以上のことから、地震 (M7.0前後) による逆断層周辺における地すべり発生危険度評価範囲は、震源断層上盤側における震源断層上端からの距離15kmと震源断層両端を走向方向に各々15km 延長してできた範囲として設定することを提案する。

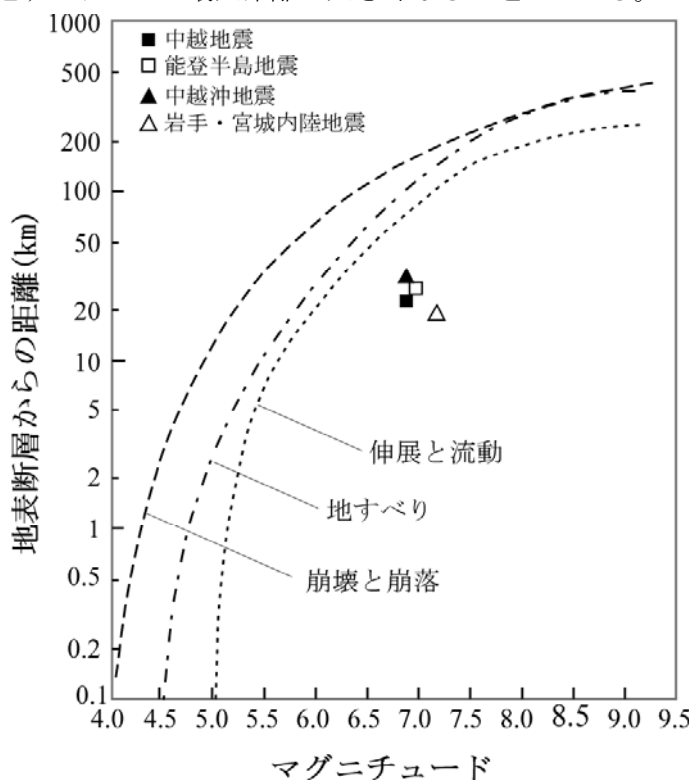


図-20 地震のマグニチュードと地すべりの最大距離 Keffer (1984)の図に加筆。マグニチュードは7.5までが Ms, ≥ 7.5 は Mw。

5. 地震による地すべり発生危険度評価法の検討

5.1 研究方法

地すべりの発生要因の抽出では、地形データに着目し、GISソフトによりデータを容易に作成できる既存の地すべり地形から地質構造、稜線、河川までの距離などについて検討した。この他、地質要因も地すべりの危険度評価要因になると考えられるが、地域性があるため一般的な要因にはならないと考え、地形要因のみに注目した。また、地すべり発生危険度評価法については、中越地震による地すべりのデータを用いてロジスティック回帰分析を行い、地すべり発生の要因の選定とモデルの構築を行った。また、構築したモデルの検証では、中越地震による地すべりと岩手・宮城内陸地震による地すべりの発生を予測し、モデルの有効性を明らかにした。この他、中越地震によるモデルを用いて、高田平野西縁断層の上盤側の既存地すべり地形における地震時の地すべり発生危険度評価を行い、地すべり発生危険度マップを作成した。

図-21は、地震による地すべり発生危険度評価法の検討の対象にした調査地を示したものである。調査地1（中越地震の調査地）は東山丘陵の中部から南部に位置し、稜線標高が300～700mの丘陵地帯である。調査地1の地質は

主に新第三紀から第四紀の堆積岩から成り、砂岩、泥岩、砂岩・泥岩互層、シルト岩及び未固結の礫、砂、泥が分布する。地質構造は北北東-南南西方向の軸のもつ活褶曲によって特徴づけられ、それらは約1kmの間隔で分布する^{47), 48)}。

調査地2（岩手・宮城内陸地震の調査地）は陸奥脊梁の東麓に位置し、稜線標高が400～600mであり、幾つかの河川によって深く下刻されている。地質は主に中新世中期から鮮新世の火山岩類、浅海凝灰質堆積物から成る³²⁾。また、調査地の西側に第四紀火山である栗駒山があり、その周辺には第四紀の火山噴出物が広く分布する。調査地3（地すべり発生危険度マップ作成地）は、新潟県西部高田平野の西側山地に位置し、高田平野西縁断層帯にあたる。

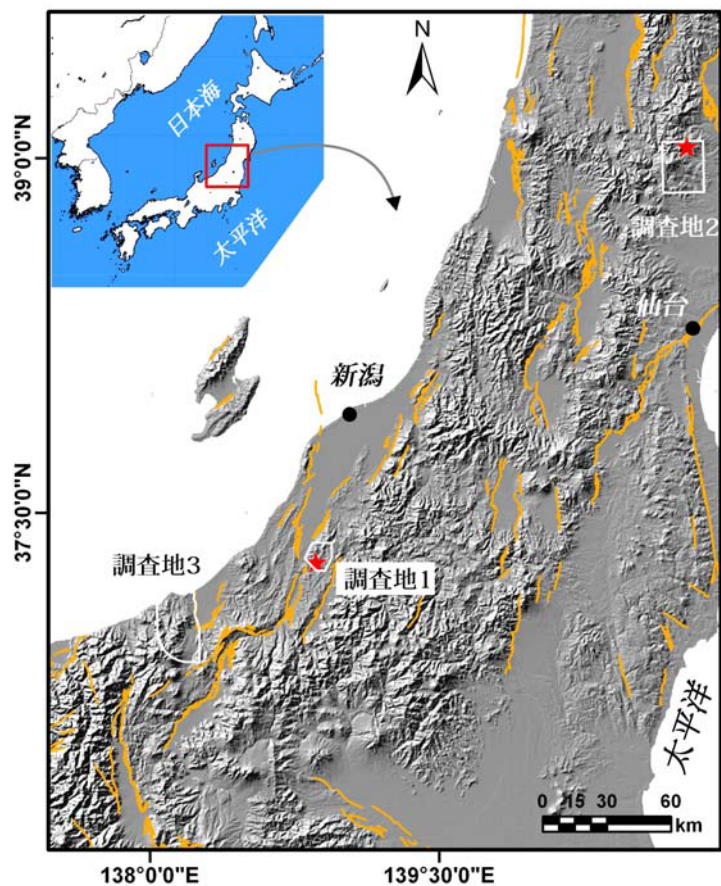


図-21 調査対象範囲

オレンジ色の実線は活断層（産業総合技術研究所, 2009）²⁸⁾を、星印は調査地1では中越地震の震央、調査地2では岩手・宮城内陸地震の震央を示す。

5.2 既存地すべり地形と地震による地すべりのデータセット

表-5 には、データセットの作成に用いた空中写真、DEM、数値地質図のデータソースを示した。検討に用いたデータセットは、調査地 1 と調査地 2 の既存地すべり地形と地震による地すべりを、地震発生前後の空中写真判読と一部現地調査により確認し作成した。なお、岩手・宮城内陸地震の調査地 2 における既存地すべり地形は、国土地理院（2009）⁴⁹⁾の判読結果を使用した。ここでは、地震による地すべりは移動土塊が発生域に一部残留しているものを対象とし、明らかに表層崩壊や土石流等により移動したと判断されるものは除外した。

表-5 空中写真及び DEM

地震	データ	説明		撮影・作成年	撮影・作成機関
調査地1 (中越地震)	空中写真	地震前	1 : 10, 000	1975年11月、1976年11月	国土地理院
			1 : 25, 000	1999年6月	国土地理院
		地震後	1:10, 000~12, 000	2004年10月24~29日	国土地理院
	DEM	地震前	10m	1993年	北海道地図 (株)
	数値地質図	地震前	1 : 50, 000	2004年	竹内ほか (2004)
調査地2 (岩手・宮城内陸地震)	空中写真	地震前	1:30, 000	2006年10月	国土地理院
			地震後	1:10, 000	2008年6月16, 18日
		1:10, 000		2008年6月16, 18日	アジア航測 (株)
	DEM	地震前	10m	1993年	北海道地図 (株)
調査地3 (高田平野西縁)	空中写真	地震前	1:15, 000	1976年9~11月	国土地理院
			1:30, 000	1999年6~8月	
	DEM		10m		国土地理院

図-22、23 には調査地 1、2 の既存地すべり地形と地震による地すべりの各分布を、表-6 には調査地 1、2 の既存地すべり地形と地震による地すべりの数をそれぞれ示した。調査地 1 では、既存地すべり地形 1,050 箇所が判読された。この内、87 箇所が中越地震時に滑動した。調査地 2 では 973 箇所の既存地すべり地形が判読され、その内 29 箇所が岩手・宮城内陸地震によって滑動した。ここでは、地震時に滑動した地すべりは、既存地すべり地形の全体または一部が地震時に滑動したものとした。

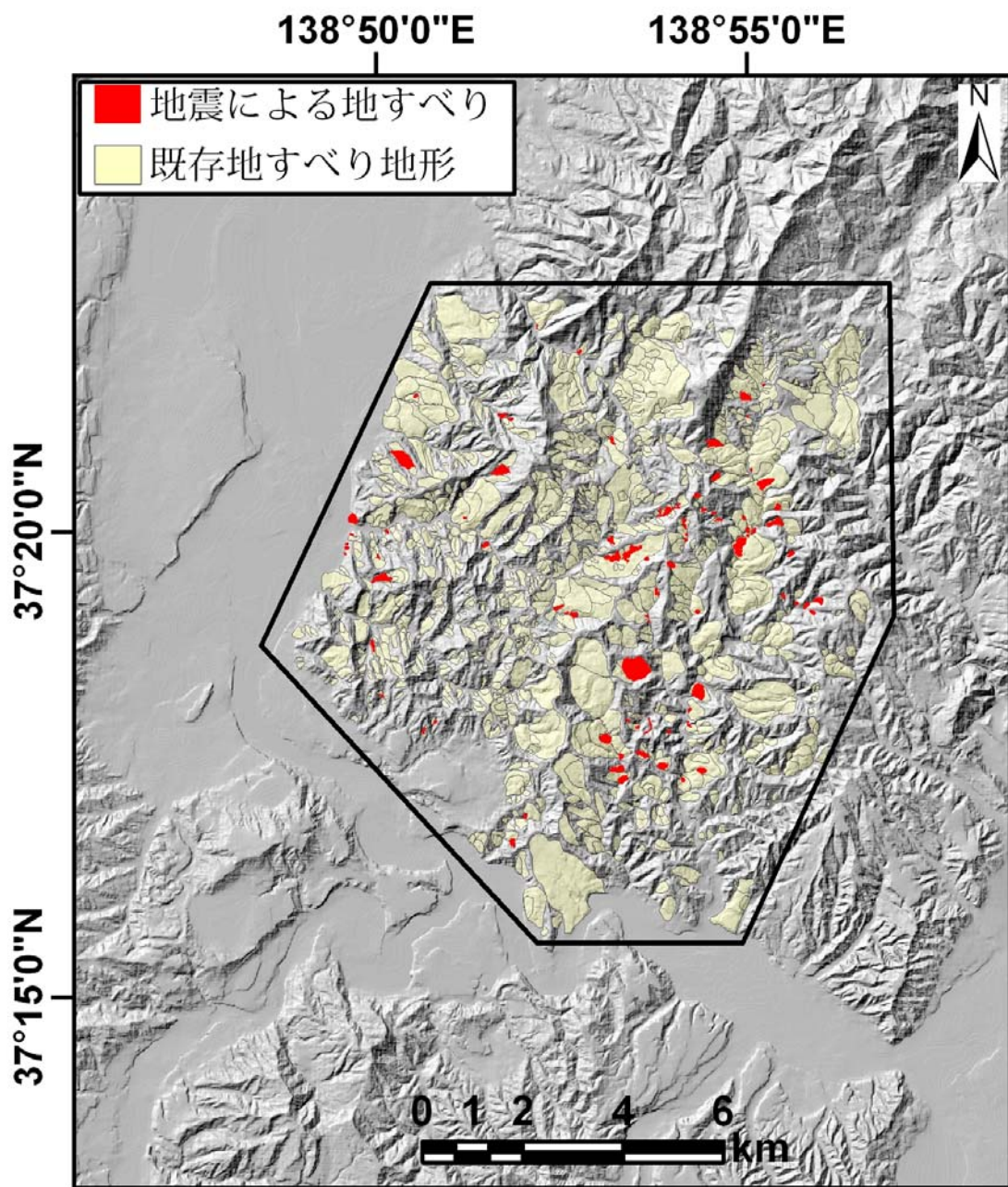


図-22 調査地1 地すべりの各分布

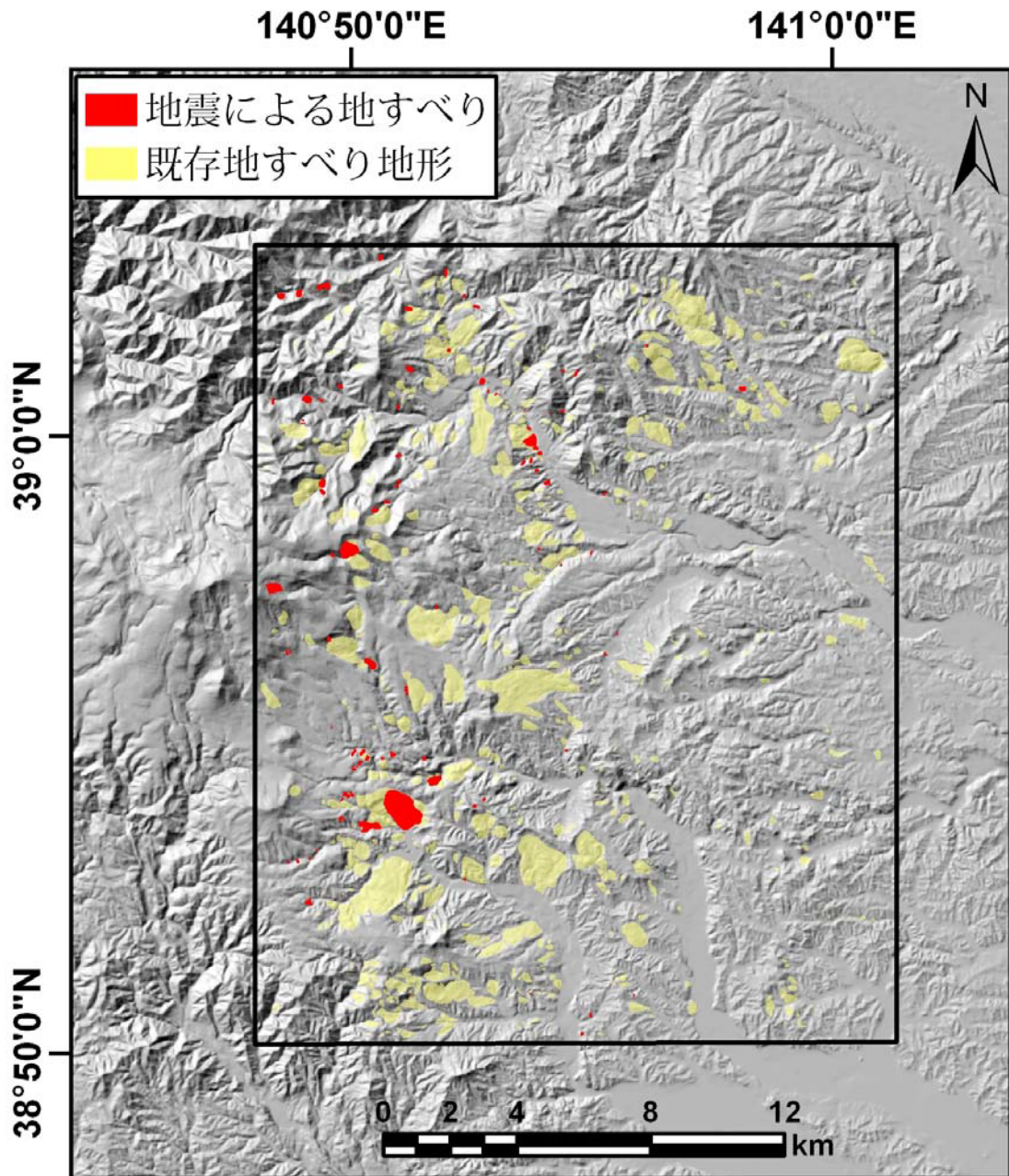


図-23 調査地2の既存地すべり地形と地震による地すべりの分布

表-6 調査地1と2の既存地すべり地形

調査地	地すべり発生箇所数	地すべり非発生箇所数	合計
調査地1	87	963	1,050
調査地2	29	944	973

5.3 地すべり発生要因の検討

5.3.1 地すべり発生に寄与する地形データの作成

図-24 は、調査地 1 の標高、溪流、稜線、地質分布図を示した。数値標高データは調査地の地形の空間分布を表現するものであり、ここでは地すべり発生に寄与する標高偏差、溪流や稜線などのデータ作成に用いた。用いた DEM は、北海道地図（株）による地震発生前の 10m メッシュデータである。解析では、このデータを 30m メッシュのラスターデータにして使用した。

(1) 標高偏差

標高偏差は既存地すべり地形内 30m メッシュの地表面標高の標準偏差値であり、斜面勾配と地すべり地形の面積、起伏度に関係し、標高偏差が大きくなるほど勾配が急になるか、または面積が大きくなることを表す。このことにより、勾配が急になるほど地震により斜面安全率の低下が起きる確率が高くなることや、面積が大きくなるほど地すべり斜面の一部が移動する確率が高くなること、起伏度が大きくなると地震により斜面が揺れやすくなることなどが考えられ、地すべり発生要因とした。

図-25、26 には、調査地 1、2 の既存地すべり地形内における標高偏差の相対度数と地すべり発生率を示した。調査地 1 については、地すべり発生率は標高偏差が 50m までは標高偏差の増加とともに上昇し、それ以降は下降している。また、調査地 2 については、地すべり発生率が標高偏差の増加に伴い上昇する傾向がある。

(2) 溪流から地すべりまでの距離

地すべり斜面が溪流に近いほどその末端部が侵食を受け、斜面が不安定化すると考え、溪流から地すべりまでの距離を地すべり発生要因とした。なお、溪流から地すべりまでの距離（溪流線から既存地すべり地形の重心までの距離）は、上述の DEM を用いて溪流線ベクター（図-24(b)）を作成し、ArcGIS の機能を用いて計算した。

図-27 は、調査地 1 の溪流から地すべりまでの距離の相対度数と地すべり発生率を示したものである。調査地 1 については、地すべり発生率が溪流から地すべりまでの距離が近いほど大きくなる傾向は認められない。

(3) 稜線から地すべりまでの距離

地震時の斜面の揺れは稜線に近いほど大きいとされる⁵⁰⁾ことから、稜線から地すべりまでの距離を地すべり発生要因と考えた。なお、稜線から地すべりまでの距離は、上記の DEM から稜線ベクターデータ（図-24(c)）を作成し求めた。

図-28 には、調査地 1 の稜線の相対度数と地すべり発生率を示した。稜線から地すべりまでの距離と地すべり発生率には、明瞭な関係は認められない。

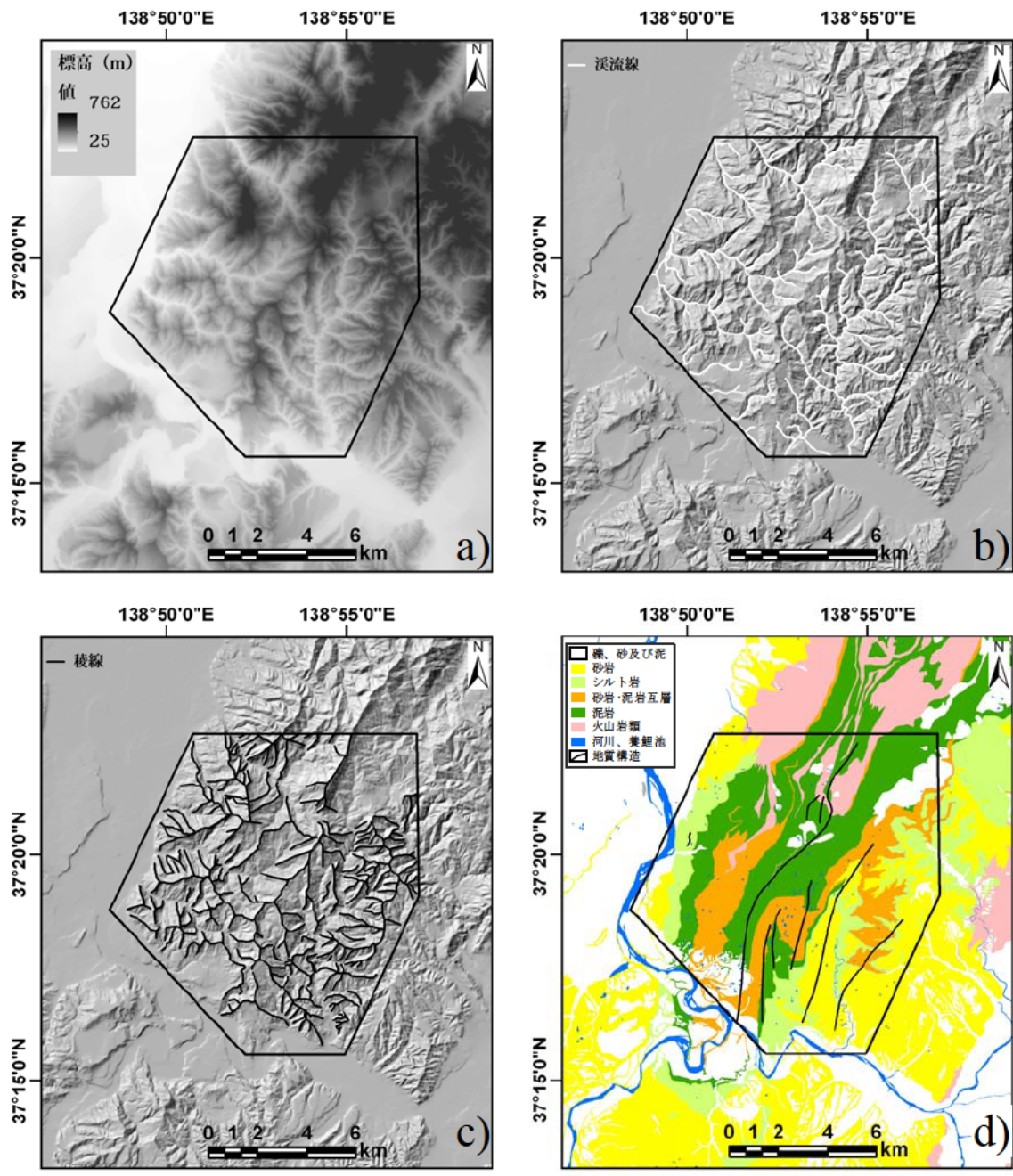


図-24 調査地1の標高(a)、溪流(b)、稜線(c)、地質分布図(d)

地質図は、竹内ほか (2004)⁵¹⁾による。

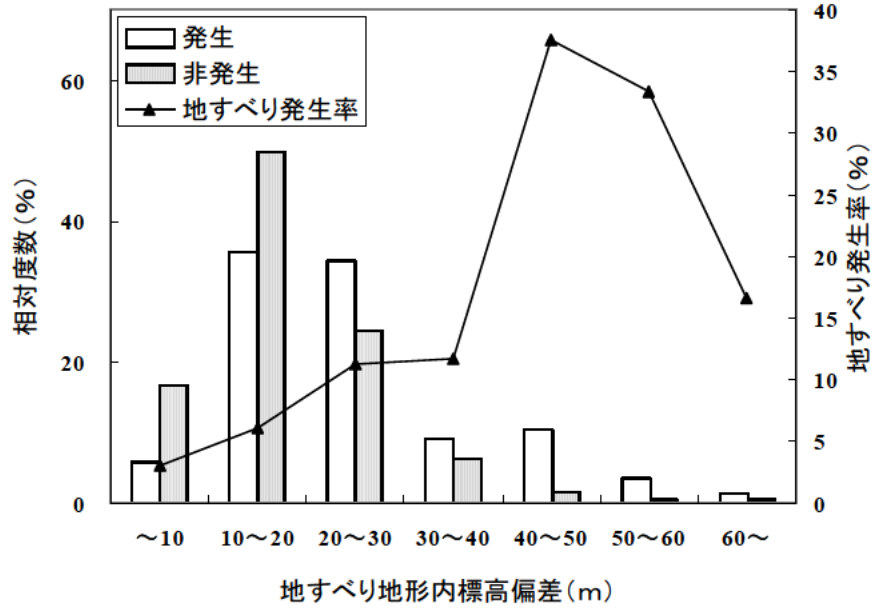


図-25 調査地1の既存地すべり地形内における標高偏差の相対度数と地すべり発生率

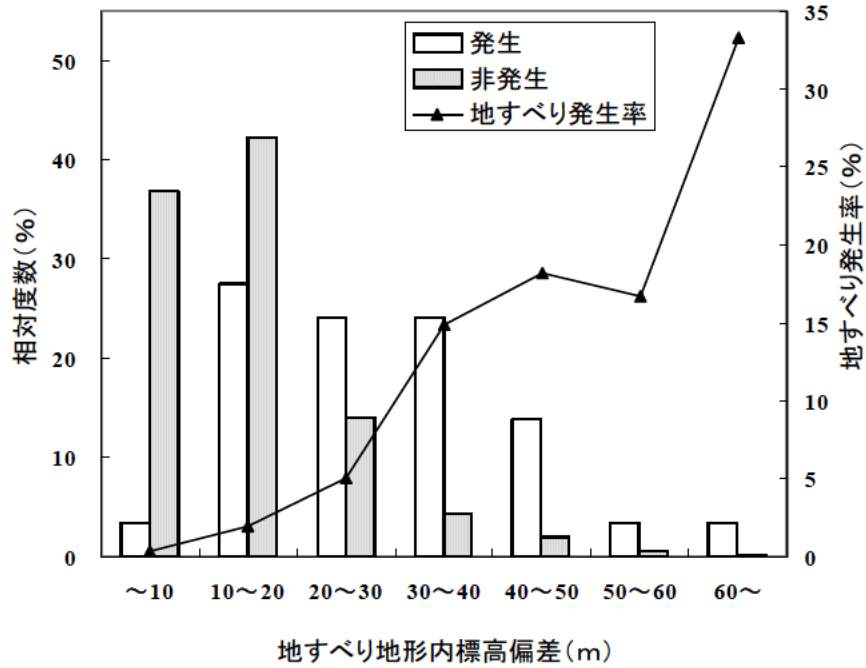


図-26 調査地2の既存地すべり地形内における標高偏差の相対度数と地すべり発生率

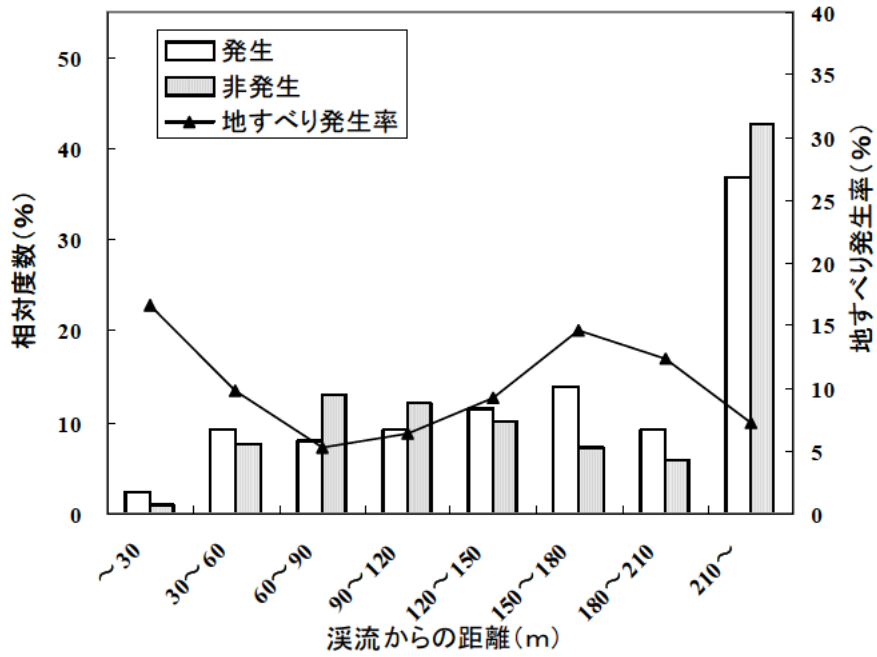


図-27 調査地1の溪流から地すべりまでの距離の相対度数と地すべり発生率

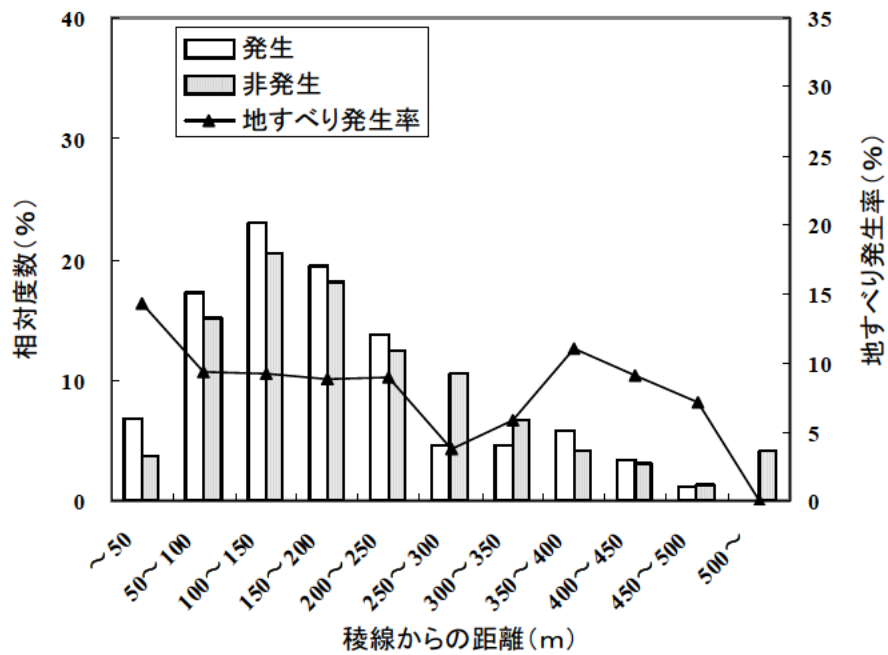


図-28 調査地1の稜線の相対度数と地すべり発生率

(4) 地質構造線から地すべりまでの距離

既存地すべり地形が断層や褶曲軸から近いほど破碎などを受け、土塊の強度が低下していると考え、地すべり発生要因とした。地質構造から地すべりまでの距離は、地質図から抽出した断層、褶曲軸から既存地すべり地形の重心までの最短距離である。なお、地質構造線は、竹内ほか(2004)⁵¹⁾の数値地質図(図-24(d))の断層及び褶曲軸線を用いた。

図-29は、調査地1の地質構造から地すべりまでの距離の相対度数と地すべり発生率を示した。地質構造から地すべりまでの距離500m以上では、概ね地すべり発生率が地質構造線から遠くなるほど小さくなる傾向がある。

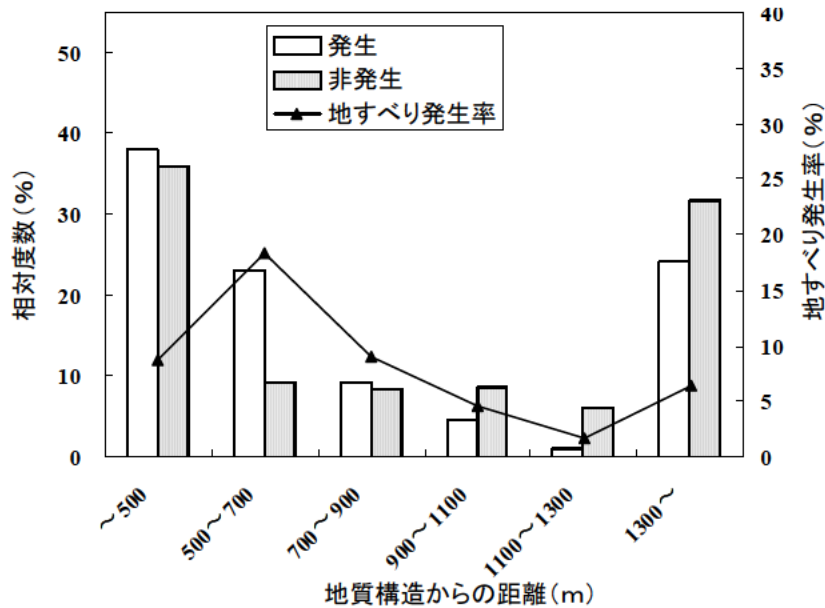


図-29 調査地1の地質構造から地すべりまでの距離の相対度数と地すべり発生率

(5) 縁辺浸食率

中越地震を対象に、地すべり縁辺部の侵食状態と地震時の地すべり発生との関連性について検討した。その結果、地震前に明瞭な地すべり地形(空中写真上で地すべりの縁辺部が明瞭なもの)を呈している箇所については、地すべり縁辺部の侵食率(縁辺侵食率とする)が地震時の地すべり発生に関連していることが示された。そこで、縁辺侵食率を地すべり発生要因と考え、地すべり地形の縁辺長に対する侵食地形長の割合と定義し、(1)式により求めた⁵²⁾。

$$E = \ell / L \times 100 (\%) \quad (1)$$

ここで、E：縁辺侵食率(%)

ℓ ：侵食地形長(m)

L：地すべり縁辺長(m)

である。

図-30には、侵食地形長と地すべり縁辺長を示した。侵食地形長は、地すべり斜面末端が河川や谷に面する部分の縁辺長と、側部が侵食谷などの谷地形を呈する谷線の長さを合計したものであ

る。なお、谷線の長さは、1次谷の判定基準と同様に間口より奥行きの方が大きくなっている範囲とした。

図-31には、調査地1の縁辺侵食率の相対度数と地すべり発生率を示した。地すべり発生率は、概ね縁辺侵食率の増加に伴い上昇する傾向がある。

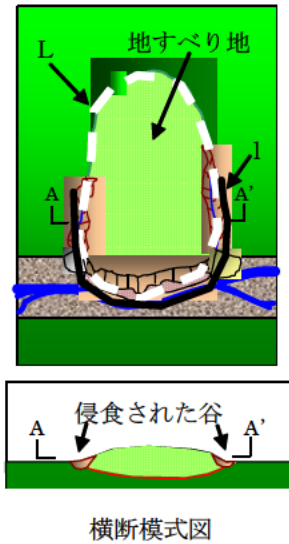


図-30 侵食地形長と地すべり縁辺長

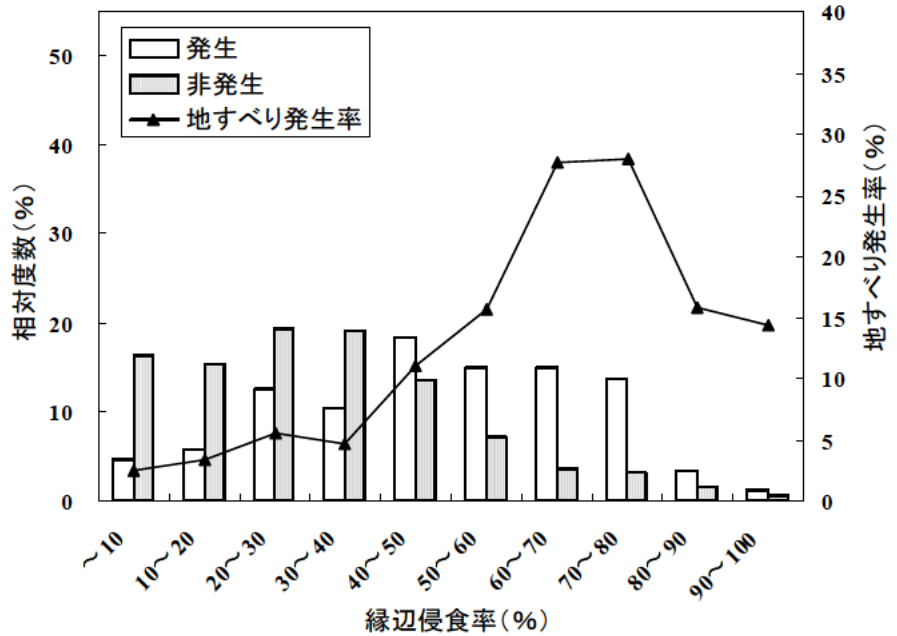


図-31 調査地1の縁辺侵食率相対度数と地すべり発生率

(6) 震源断層から既存地すべり地形までの距離

震源断層から既存地すべり地形までの距離が近いほど斜面の揺れが大きく、斜面が不安定化すると考え、地すべり発生要因とした。

図-32は、調査地1の震源断層から既存地すべり地形までの距離の相対度数と地すべり発生率を示した。震源断層から地すべりまでの距離と地すべり発生率には、明瞭な関係は認められない。

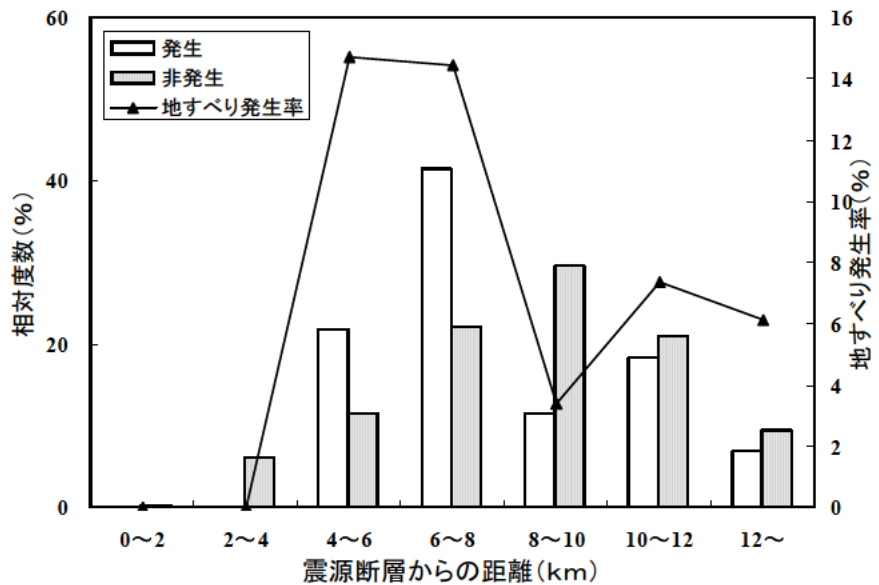


図-32 調査地1の震源断層から既存地すべり地形までの距離の相対度数と地すべり発生率

5.4 地すべり発生危険度評価法の検討

5.4.1 ロジスティック回帰分析

ロジスティック回帰分析は、目的変数をカテゴリデータ（現象の有無など）、説明変数を数値データとする多変量解析手法である。この手法は、地震による地すべりのような発生・非発生に分けられる自然現象の分析に適用される。

あるイベント（ここでは地震による地すべりの発生）の発生確率を P とすると、発生確率 P は(2)式で表せる。

$$P=1/(1+e^{-Y}) \quad (2)$$

ここで、 Y はロジットと呼ばれ、オッズ $P/(1-P)$ の自然対数であり、(3)式で表せる。

$$Y=\text{Log}[P/(1-P)]=B_0+B_1X_1+B_2X_2+\dots+B_nX_n \quad (3)$$

ここで、 B_0 ：ロジスティック回帰モデルの定数
 B_1, B_2, \dots, B_n ：地すべりの発生に影響する説明変数 X_1, X_2, \dots, X_n の偏回帰係数である。

Y の値は $-\infty$ から ∞ に変化し、説明変数と線形関係である。また、発生確率 P （地すべり発生確率）は、0 から 1 までの連続した値をとる。この他、説明変数の係数 B は最尤法によって推定され、係数 B_n の有意性は Wald 検定により 0.01 以下の場合であれば 0.01 レベルで有意であることを示す。

5.4.2 ロジスティック回帰モデルの構築

ロジスティック回帰分析には、SPSS（IBM）の統計処理ソフト SPSS Statistics V.19 を用いた。目的変数は既存地すべり地形における地震による地すべり発生・非発生であり、説明変数は地すべり発生要因である標高偏差、地質構造からの距離、河川及び稜線からの距離、地すべり地形縁辺侵食率、震源断層から既存地すべり地形までの距離である。

ロジスティック回帰分析では、地すべり発生・非発生の数異なる場合、同数のサンプルで解析する機会が多い^{26), 53), 54)}。調査地 1 の地すべり発生箇所が全既存地すべり地形の約 8.0% ($87/1050 \times 100$) であり、地すべり発生箇所数が非発生箇所数に比べてはるかに少ない。このため、分析では、地すべり発生・非発生を同数にして行った。調査地 1 については、地震により地すべりが発生した既存地すべり地形 87 箇所と、地すべり非発生 963 箇所からランダムに選んだ 87 箇所の合計 174 箇所のサブデータセットを用意した。また、モデルの構築では、ロジスティック回帰モデルの有効性を検証するため、このサブデータセット（発生 87、非発生 87）の中からランダムに約 75.0%である 130 箇所（発生 65、非発生 65）を抽出してモデル構築に用い、残りの約 25.0%のデータである 44 箇所（発生 22、非発生 22）はモデルの検証に用いた。

表-7 は、分析により求められたロジスティック回帰モデルの説明変数とその係数を示したものである。なお、説明変数（地すべり発生要因）の選定は、ステップワイズ法（forward Wald）を用いて行った。モデルにおける地すべり発生要因として標高偏差と縁辺侵食率が選定され、これらが既存地すべり地形における地震時の地すべり発生に影響していることが示された。

表-7 分析により求められたロジスティック回帰モデルの説明変数とその係数

説明変数	B	SE	Wald	df	Sig.	Exp(B)
標高偏差値	0.060	0.019	9.631	1	0.002	1.061
縁辺侵食率	0.035	0.010	13.336	1	0.000	1.036
定数	-2.630	0.579	20.607	1	0.000	0.072

B：係数；SE：標準誤差；Wald：カイ2乗；df：自由度；Sig.：有意確率；Exp(B)：Bの指数

地震による地すべり発生確率を求める式として、(4)式が得られた。

$$P=1/[1+\exp\{-(0.060SR+0.035MER-2.630)\}] \quad (4)$$

ここで、SR：標高偏差（m）

MER：縁辺侵食率（%）

である。

表-8 には、(4)式の的中率を示した。なお、地すべりの発生・非発生は $p > 0.50$ を発生、 $p \leq 0.50$ を非発生としている。地すべり発生に対する的中率は 78%、地すべり非発生に対する的中率は 71%、全体の的中率は 75%であった。

表-8 (4)式の的中率

	データ件数	的中件数	外れ件数	的中率(%)
発生	65	51	14	78
非発生	65	46	19	71
発生+ 非発生	130	97	33	75

5.4.3 ロジスティック回帰モデルの検証

(1) 検証 1

表-9 は、モデル構築に使用しなかった残りのデータ（発生 22、非発生 22）を用いた(4)式の検証結果を示したものである。地すべり発生に対する的中率は 77%、地すべり非発生に対する的中率は 73%、全体の的中率は 75%であった。

モデルの検証には、ROC 曲線が用いられることが多い^{54),55)}。ROC は、Receiver Operating Characteristic の略称で、第 2 次大戦時に米国のレーダーの研究から生まれた概念である。受信者操作特性あるいは受信者動作特性などと訳されるが、ここでは ROC 曲線とする。

表-9 (4)式の検証結果

	データ件数	的中件数	外れ件数	的中率(%)
発生	22	17	5	77
非発生	22	16	6	73
発生+ 非発生	44	33	11	75

表-10 には、ROC 曲線における感度と特異度を示した。ロジスティック回帰分析のように、2 値の分類予測を行った場合、実測に対し予測結果を表-10 のように示すことができる。地すべり発生の的中率が感度に当たり、全地すべり発生数に占める的中した地すべり発生数の割合である。また、地すべり非発生の的中率は特異度に当たり、全地すべり非発生数に占める的中した地すべり非発生数の割合である。ROC 曲線は、各分離値（ここではロジスティック回帰モデルにより計算した

表-10 ROC 曲線における感度と特異度

		予測	
		Positive 地すべり発生と予測	Negative 地すべり非発生と予測
観測	True 地すべり発生	true positive (TP) 地すべり発生の的中数	false negative (FN) 地すべり非発生のはずれ数
	False 地すべり非発生	false positive (FP) 地すべり発生のはずれ数	true negative (TN) 地すべり非発生の的中数
Sensitivity 感度		TP / (TP+FN) 地すべり発生的的中数 / 全地すべり発生数	
Specificity 特異度		TN / (TN+FP) 地すべり非発生の的中数 / 全地すべり非発生数	

確率値) の高い順から横軸に 1-特異度 (空振り率: 全地すべり非発生数に占める地すべり発生の予測はずれ数の割合) を、縦軸に感度をプロットして作成したものである。ROC 曲線の下部面積 (AUC) が大きいほどモデルの精度が良く、一般的に 0.9-1.0 が「優」、0.8-0.9 が「良」で、0.7-0.8 が「可」とされる⁵⁶⁾。

図-33 は、(4)式による予測結果の ROC 曲線を示したものである。AUC は 0.804 であり、予測精度が「良」であることが示された。

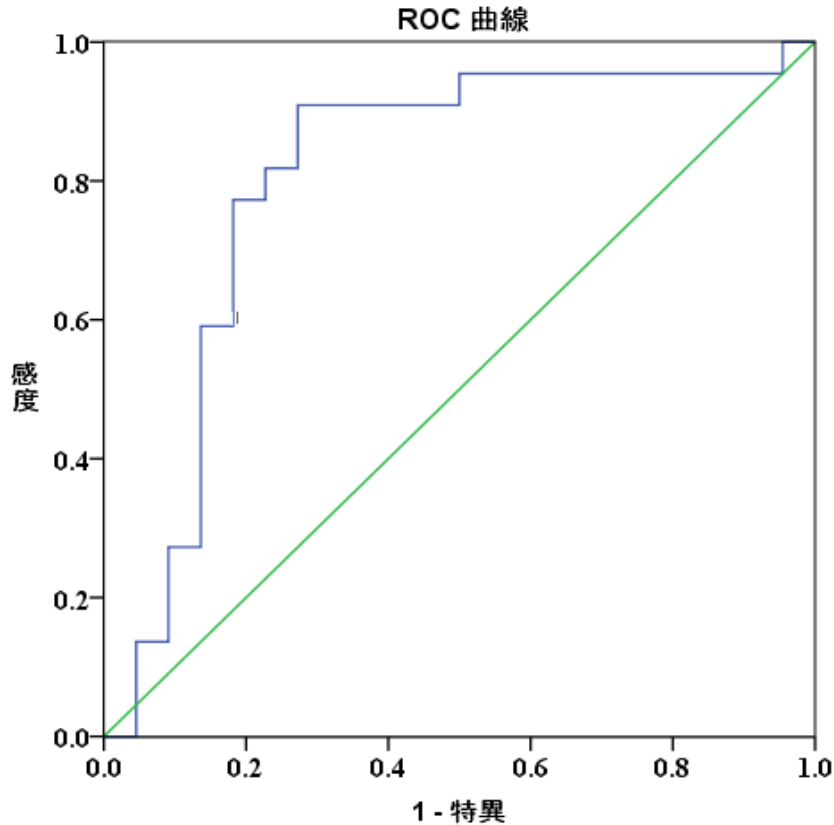


図-33 (4)式による予測結果のROC 曲線

(2)補正と検証 2

(4)式作成時のデータの地すべり発生率と全データによる地すべり発生率が異なることから、ロジスティック回帰式の定数の補正⁵⁷⁾を行った。補正は(5)、(6)式により行い、(7)式を得た。

$$q_1/q_2 = \{s(1-r)\} / \{r(1-s)\} \quad (5)$$

ここで、 r : 全データによる地すべり発生率 ($87/1050 \approx 0.08$)

s : 式(3)作成時データの地すべり発生率 ($65/130 = 0.50$)

である。

$$P_m = 1 / [1 + \exp \{-(-\log(q_1/q_2) + 0.060SR + 0.035MER - 2.630)\}] \quad (6)$$

$$P_m = 1 / [1 + \exp \{-(0.060SR + 0.035MER - 5.032)\}] \quad (7)$$

(7)式は、定数補正後のロジスティック回帰モデルである。この調整したモデルを用いて、調査地2の地すべり発生を予測し、その有効性を検証した。

表-11には、(7)式による調査地2(岩手・宮城内陸地震)の地すべり発生予測の的中率を示した。なお、地すべりの発生・非発生は、(4)式を求めた調査地1(中越地震)における地すべり発

生率 0.08 をもとに、 $p_m > 0.08$ を発生、 $p_m \leq 0.08$ を非発生としている。地すべり発生に対する的中率は 76%、地すべり非発生に対する的中率は 75%、全体の的中率は 75%であった。

表-11 (7) 式による調査地 2 の地すべり発生予測の的中率

	データ件数	的中件数	外れ件数	的中率(%)
発生	29	22	7	76
非発生	944	708	236	75
発生 + 非発生	973	730	243	75

図-34 は、調査地 2 のデータを用いた ROC 曲線を示したものである。AUC は 0.835 であり、予測精度が「良」であることが示された。

以上のことから、補正後のロジスティック回帰モデル(7)式の有効性が確認された。

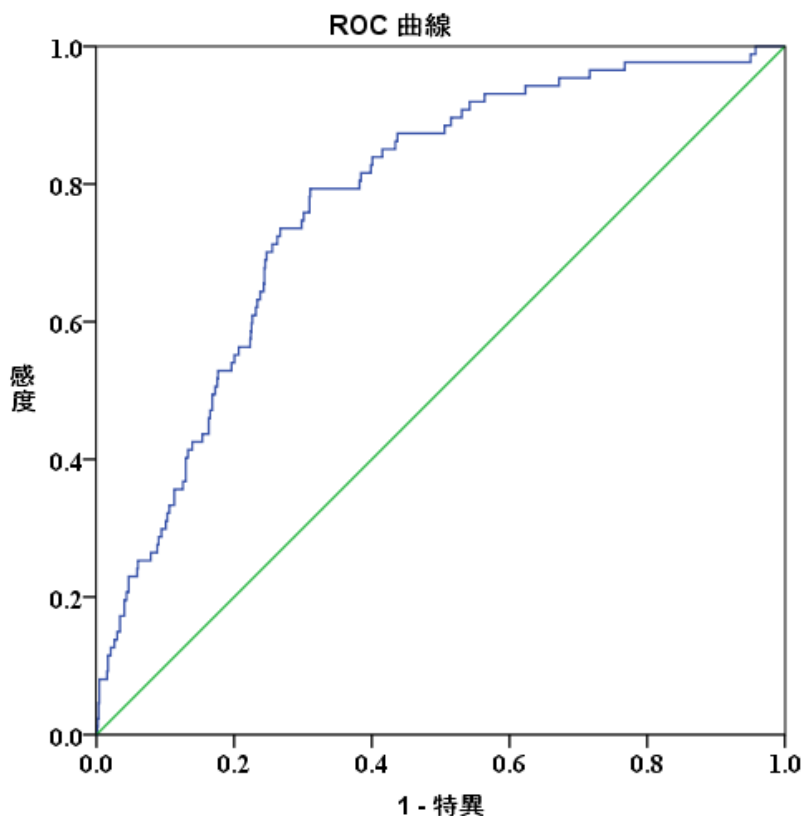


図-34 調査地 2 のデータを用いた ROC 曲線

5.4.4 危険度ランクの設定

図-35 には、(7)式により中越地震の全データについて求めた地すべり発生確率 p_m の区間毎における発生・非発生別の相対度数分布と地すべり発生率を示した。地すべり発生率は p_m の上昇にとってもない増大しており、 p_m が 0.40 以上では更に増大している。そこで、地震による地すべり発生の危険度は、 $p_m \leq 0.08$ 危険度低、 $0.08 < p_m < 0.40$ を危険度中、 $p_m \geq 0.40$ を危険度高とした。

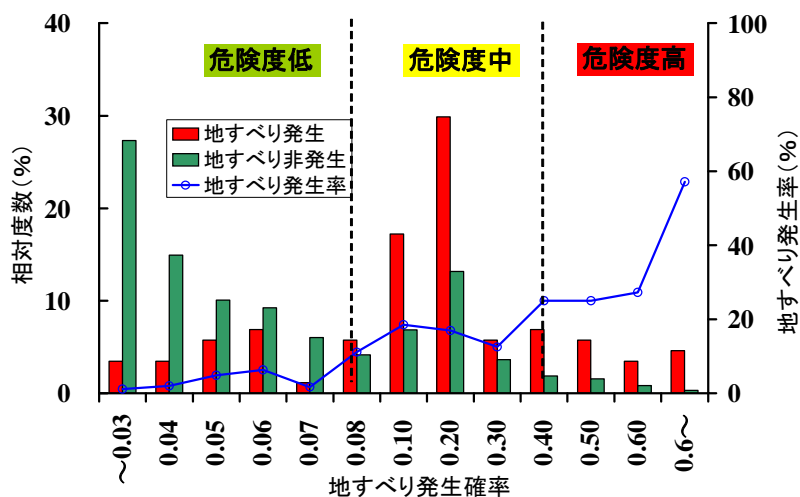


図-35 (7)式による地すべり発生確率に対する相対度数分布と地すべり発生率

5.4.5 危険度評価結果

図-36、37には調査地1と調査地2における危険度評価の結果を、表-12には危険度評価ランクと地すべりの箇所数、面積などを示した。調査地1については、危険度高の地すべりが全体の3.6%を占め、危険度中は27.6%であった。しかしながら、面積の割合では、危険度高が20.9%を占め、危険度中は47.0%を占め、危険度が高いほど地すべりの規模が大きい傾向を示した。調査地2の場合も同様な傾向を示した。なお、調査地1の危険度評価では、塩谷神沢川地すべり(図-36の①)、東竹沢地すべり(図-36の②)や寺野(図-36の③)などの地すべりは危険度高となった。

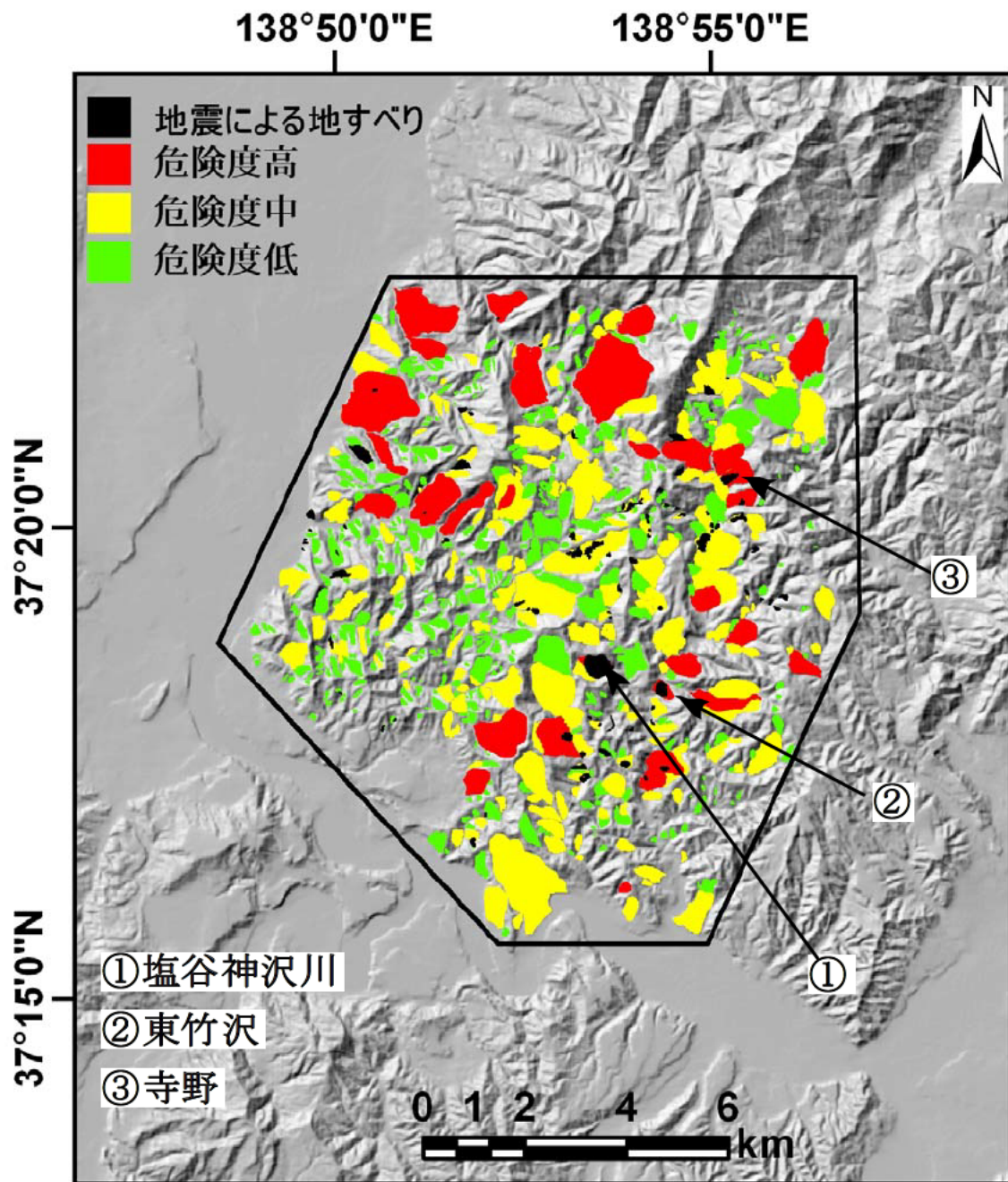


図-36 調査地 1 における危険度評価の結果

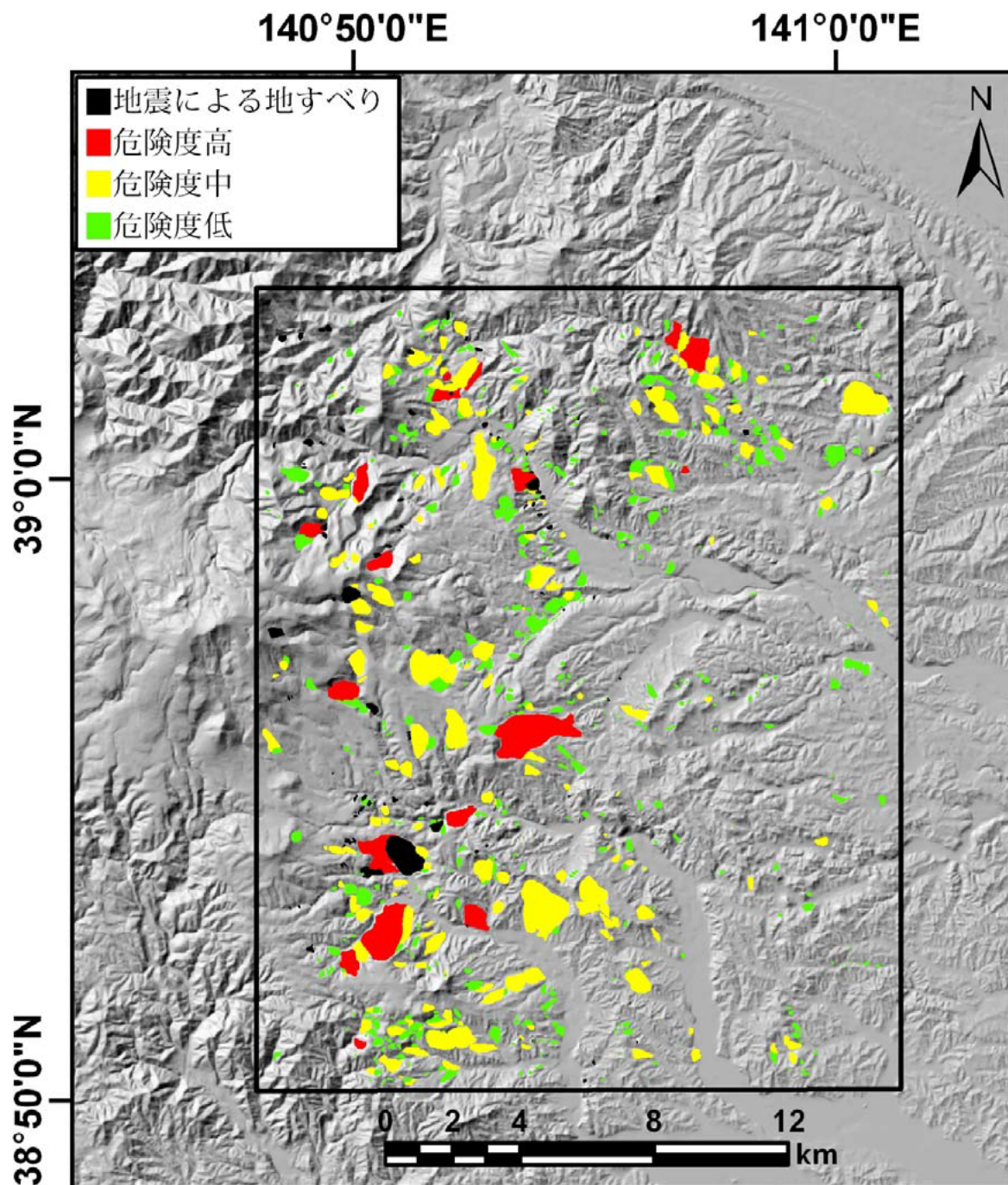


図-37 調査地2における危険度評価の結果

表-12 危険度評価ランクと地すべりの箇所数、面積

地震	危険度	危険度高	危険度中	危険度低	合計
調査地 1	箇所数	38	290	722	1,050
	全箇所に占める割合 (%)	3.6	27.6	68.8	100.0
	平均面積 (m ²)	325,748	95,948	26,303	447,999
	総面積 (m ²)	12,378,424	27,824,813	18,990,788	59,194,025
	全面積に占める割合 (%)	20.9	47.0	32.1	100.0
調査地 2	箇所数	21	236	716	973
	全箇所に占める割合 (%)	2.2	24.3	73.6	100.0
	平均面積 (m ²)	448,902	118,598	22,695	590,194
	総面積 (m ²)	9,426,936	27,989,028	16,249,668	53,665,632
	全面積に占める割合 (%)	17.6	52.2	30.3	100.0

5. 4. 6 長野県新潟県県境付近の地震での斜面災害データを用いた危険度評価法の検証

検討した地震による地すべり発生危険度評価手法の検証を、長野県新潟県県境付近の地震での斜面災害データを用いて行った。長野県新潟県県境付近の地震は、平成 23 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震 (M9) の翌日である 3 月 12 日午前 3 時 59 分頃、長野県と新潟県との県境付近を震源として M6.7、震源の深さ 8km (気象庁暫定値) の規模で発生し、数多くの崩壊や地すべりが発生した。

図-38 は、この地震による震度分布を示したものである。最大震度は 6 強であり、長野県栄村で観測された。また、震度 6 弱は新潟県中越であり、震度 5 強は新潟県上越、群馬県北部であった。なお、斜面災害発生件数は 23 件であり、その内訳は土石流等 6 件、地すべり 12 件、がけ崩れ 3 件、雪崩 2 件である (国土交通省砂防部調べ 5 月 24 日現在)。

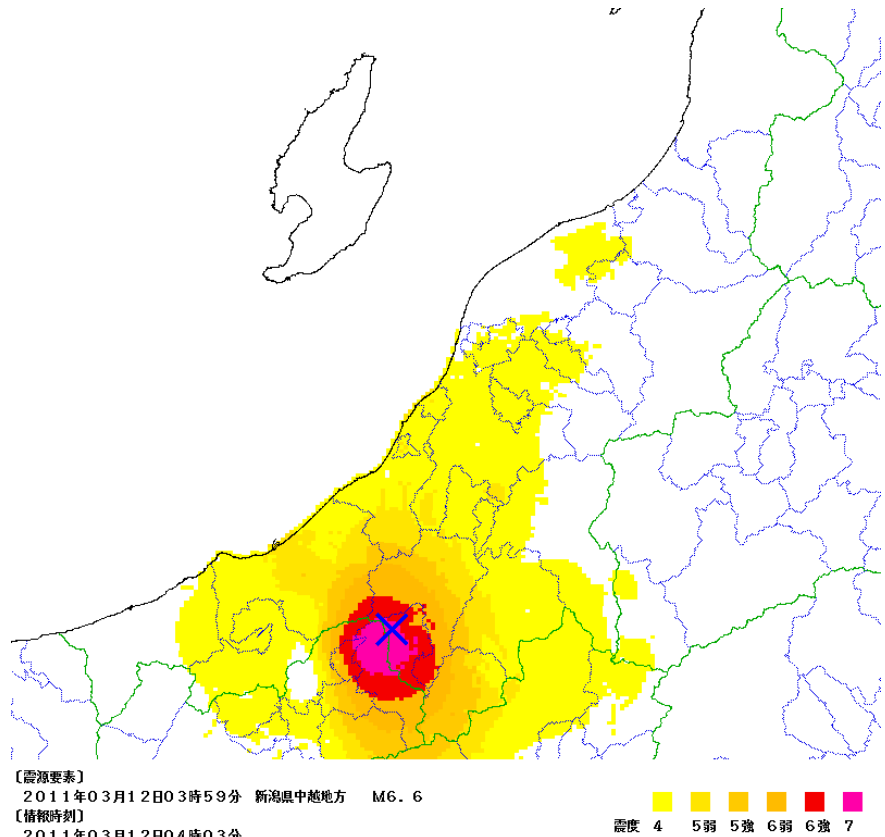


図-39 には、空中写

図-38 震度分布図 (気象庁による)

真撮影範囲、判読された今回の地震による崩壊・地すべり及び（独）防災科学技術研究所の地すべり分布図に記載されている地すべり地形を示した。なお、空中写真は地震発生後の平成 23 年 3 月 13 日に信濃川沿いに撮影されたものであり、危険度評価法の検証はこの限られた範囲のものである。判読された今回の地震による崩壊・地すべりは 111 箇所であり、その中で地すべり地形内で発生した地すべりは 26 箇所であった。また、震源断層は現時点で宮野原断層（逆断層）と推定

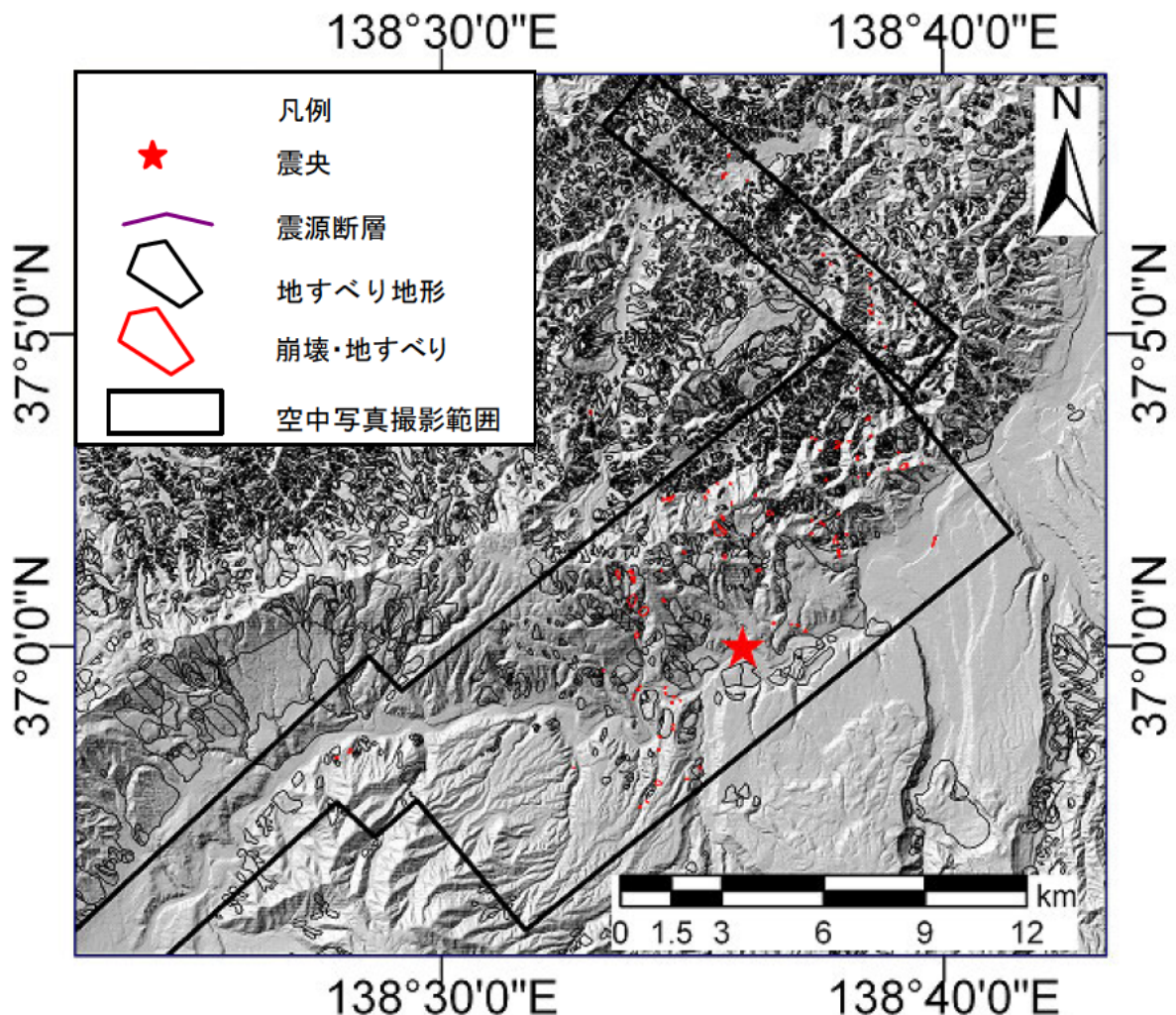


図-39 地すべり地形と地震による崩壊・地すべり発生状況

されており（松多ほか 2011）、空中写真判読の範囲では崩壊・地すべり発生箇所は逆断層の上盤側（宮野原断層の北側）に集中している。この他、地すべりは逆断層の上盤側 15km 以内に多数発生し、中越地震、岩手・宮城内陸地震などの地すべり多発範囲と一致する。

表-13 は、検討した危険度評価手法を用いて、今回の地震で地すべりが発生した既存の地すべり地形 26 箇所の地震時地すべり発生危険度評価を行った結果を示したものである。地すべり発生危険度は、低が 7 箇所、中が 14 箇所、高が 5 箇所となった。この結果、今回の地震で地すべりが発生した既存の地すべり地形 26 箇所の中で、19 箇所（全体の 73%）の危険度が中、高と評価された。

表-13 危険度評価結果

地すべり発生危険度	低 $p_m \geq 0.08$	中 $0.08 < p_m < 0.40$	高 $p_m \geq 0.40$
地すべり発生箇所数 (相対度数)	7 (27%)	14 (54%)	5 (19%)

これらのことから、今回の地震での地すべり発生危険度評価は、地すべりが発生しなかった既存地すべり地形については実施していないが、地すべりが発生した既存地すべり地形については全体の73%が危険度中、高と評価することができた。広範囲の空中写真を用いた検証が、今後の課題である。

6. 高田平野西縁断層帯周辺における既存地すべり地形の地震による地すべり発生危険度評価

ロジスティック回帰モデル(7)式を用いて、調査地3の新潟県高田平野西縁断層帯周辺の地すべり地形を対象に、地震による地すべり発生危険度評価マップの作成を試みた。

6.1 地形・地質の概要

図-40には、調査地3の標高陰影図を示す。調査地3は新潟県上越地方に位置し、高田平野の西側の西頸城山地、関田山地、妙高火山地や焼山火山地から成る。稜線の標高は北部では300m以下であるが、南部では1,000~2,000mあり、南に行くほど起伏量が大きくなる。調査地には、桑取川と名立川は南から北へ、能生川と早川は南東から南西へ流れ、直接日本海へ流れ込んでいる。また、矢代川や関川は、上流部では西から東へ高田平野を流れるが、高田平野では南から北へ流れた後に両河川が合流し日本海へ流れ込んでいる。

図-41は、調査地3の地質図を示したものである。地質は、主に中新世から鮮新世の砂岩泥岩互層、泥岩が広く分布する。この砂岩泥岩互層の分布域には、閃緑岩の貫入岩が点在する。調査範囲の南に位置する妙高山や焼山からの後期更新世~完新世の火山岩や火砕流堆積物は、砂岩泥岩互層の上位にある。調査地の地質構造は、北東-南西走向の背斜・向斜軸に特徴づけられる。妙高山や焼山などの火山は、背斜軸・向斜軸上に位置している。

6.2 高田平野西縁断層帯

図-42には、高田平野の断層帯を示した。地震調査推進本部地震調査委員会(2009)⁵⁸⁾によれば、高田平野西縁断層帯は新潟県上越市直江津北方沖から上越市を経て妙高市に至る断層帯である。本断層帯は、直江津北方沖の断層及び高田平野西縁断層、高城山断層から構成される。本断層の最近の活動は、1751年(寛延4年<宝暦元年>)の高田地震時に起こった。高田地震発生時には、上越市名立区の「名立崩れ」を代表とする数多くの地すべりや崩壊が調査地3で発生している。地震調査推進本部(2010)³⁹⁾は、高田平野西縁断層帯の断層モデルの設定と地下構造モデルの設定を行い、強震動評価、確率的地震動予測地図、震源断層を特定した地震動予測地図の各作成を行っている。地震調査推進本部(2010)³⁹⁾が作成した断層モデルは、断層帯長さ約30km、断層の傾斜角45°の西側隆起の逆断層である。地震調査推進本部(2010)³⁹⁾によると、今後30年以内の地震発生確率はほぼ0%であり、地震動予測のマグニチュードは7.3程度である。

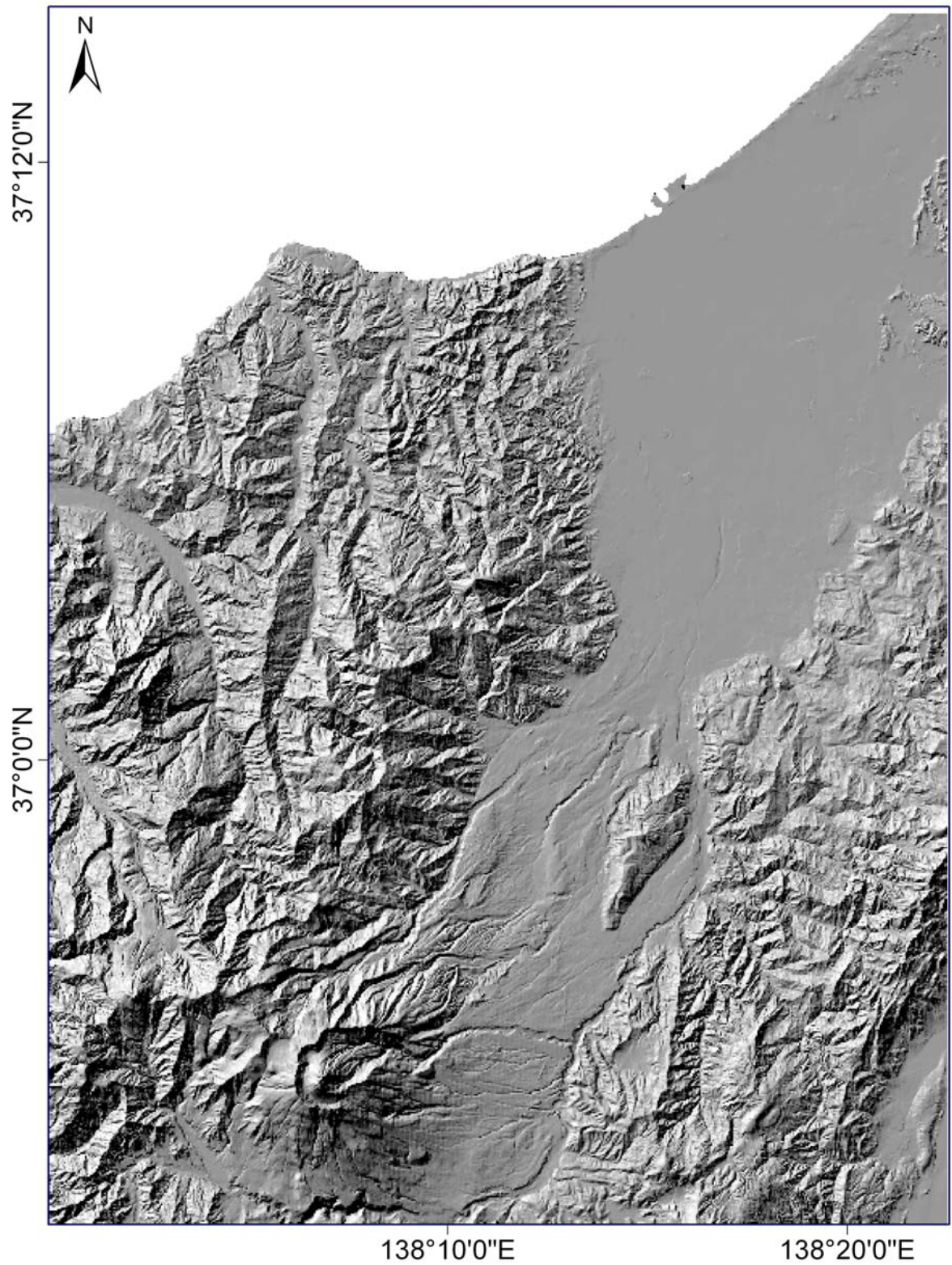


図-40 調査地3の標高陰影図

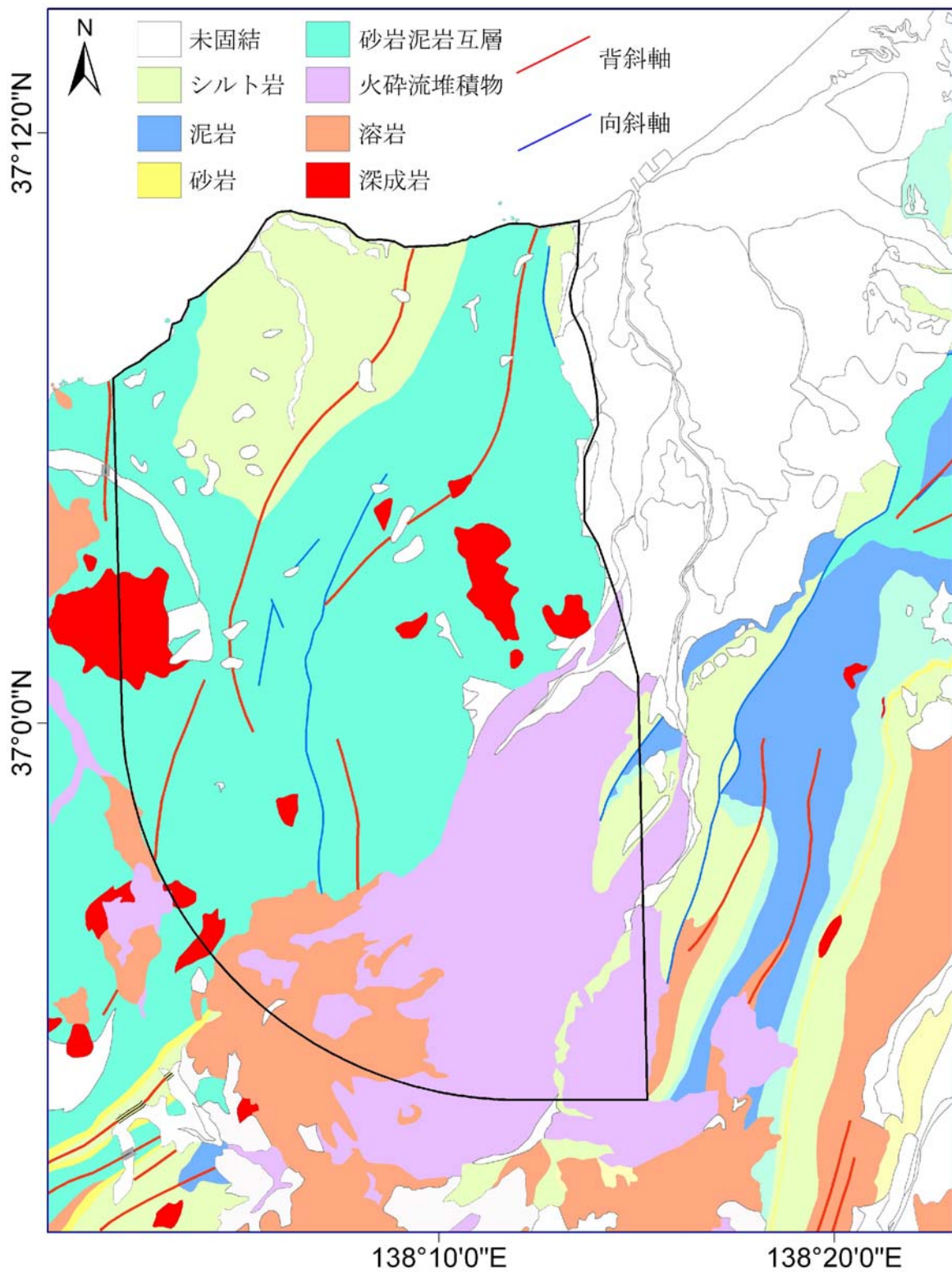
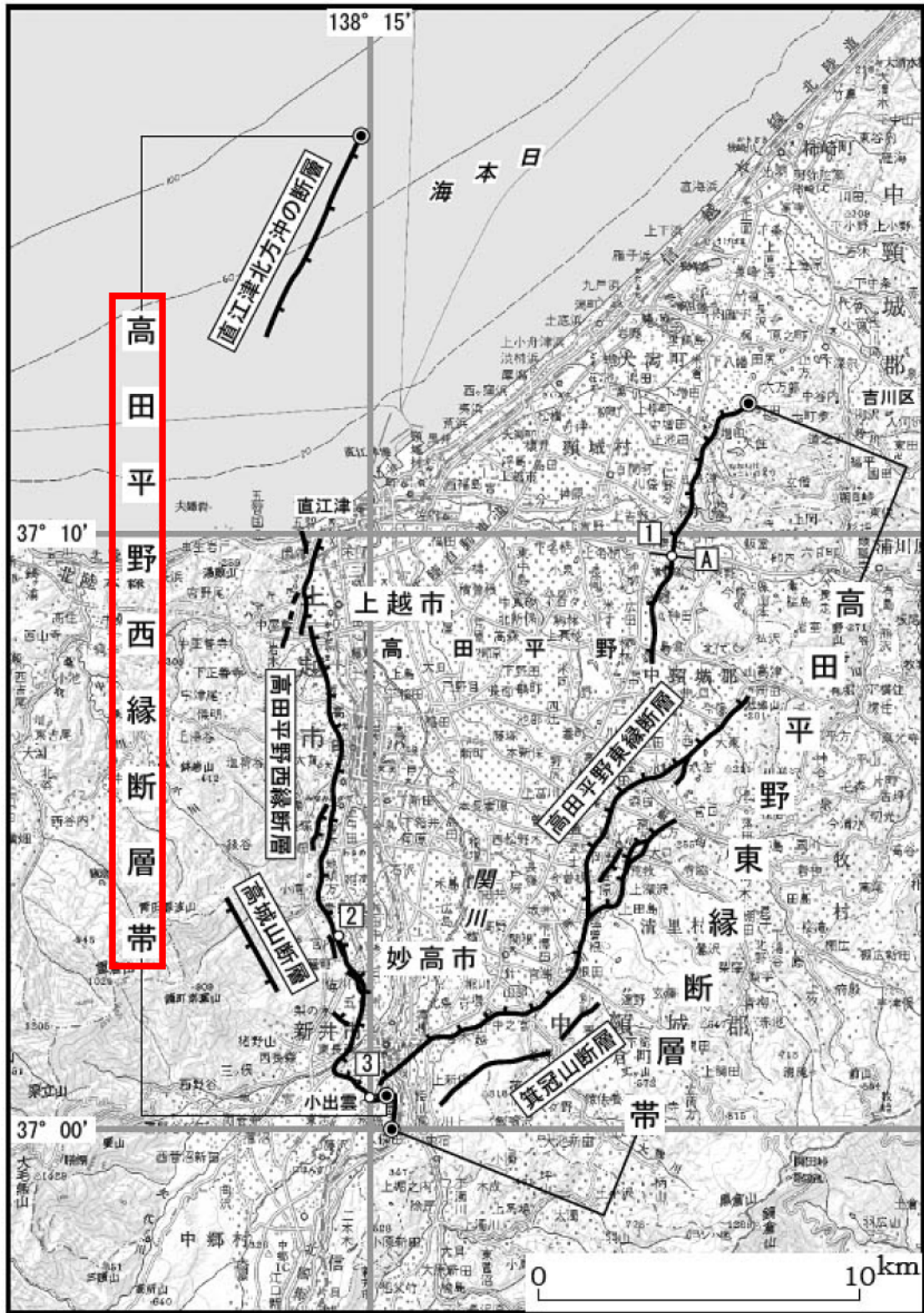


図-41 調査地3の地質図

※実線の囲み度評価範囲



1 : 青野地点 2 : 宮内地点 3 : 小出雲地点
 A : 反射法弾性波探査測線 (文献5)
 ● : 断層帯の北端と南端
 断層の位置は文献3, 4及び6に基づく。
 基図は国土地理院発行数値地図200000「高田」を使用。

図-42 高田平野の断層帯 (地震調査推進本部地震調査委員会 (2009) ⁵⁸⁾による。)

6.3 調査範囲の設定

調査地3の地すべり発生危険箇所マップの作成範囲は、” (3) 逆断層周辺における地すべり多発範囲” で示した結果をもとに、高田平野西縁断層帯の断層モデルから西側の上盤側へ15 kmの範囲に活断層からモデルの投影線までの距離とした。

6.4 地すべり地形、標高偏差及び縁辺侵食率

既存地すべり地形のデータは、防災科学技術研究所 (2010) ²⁷⁾ の地すべり地形分布データベースをもとに作成した。

図-43 は、調査地3の既存の地すべり地形分布を示したものである。なお、既存地すべり地形のデータは、防災科学技術研究所 (2010) ²⁷⁾ の地すべり地形分布データベースをもとに作成した。調査範囲内の地すべり地形の数は、3,718 箇所である。また、地すべり地形の総面積は 129.56km² であり、調査範囲に占める割合は 23.5% である。地すべり地形の分布は、調査範囲の北～南西側に分布する砂岩泥岩互層の分布域に多数分布しており、歴史地震である高田地震時の災害記録 (井上ほか, 1999) ⁵⁹⁾ には、この範囲での地すべり多発の記録が残されている。砂岩・泥岩互層の能生谷層の分布する北側の地すべり地形は比較的小さく、砂岩・泥岩互層の難波山層が分布する範囲では巨大な地すべり地形が多く分布している。その他の部分でも地すべり地形は判読されているが、その数は比較的少ない。

図-44 には、地すべり地形の標高偏差の相対度数を示した。標高偏差が 10～20m の地すべり地形が最も多く、全体の 39% を占めた。

図-45 は、縁辺侵食率の相対度数を示したものである。縁辺侵食率が 10% 以下の地すべり地形が最も多く、全体の 40% を占めた。

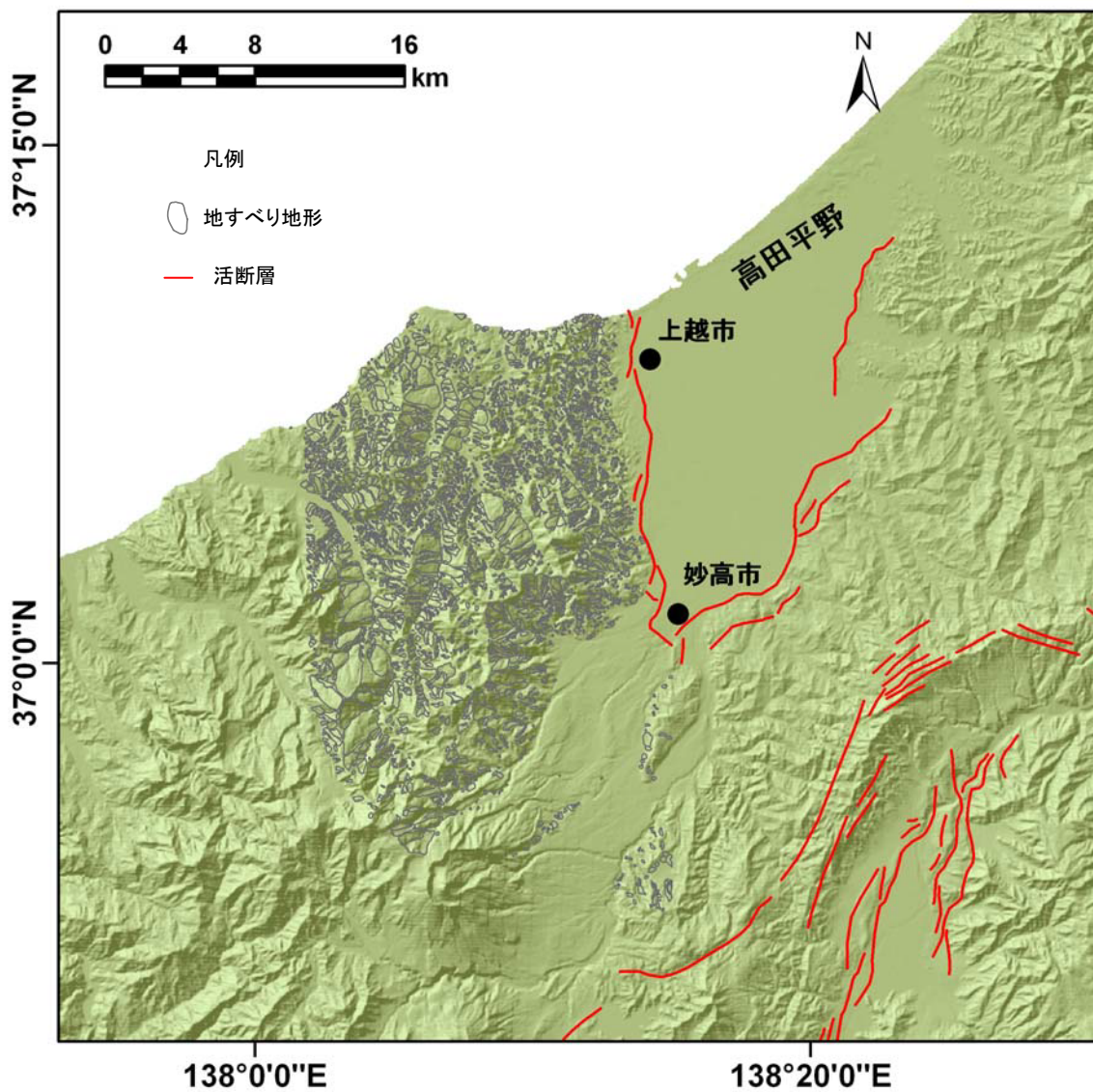


図-43 調査地3の既存の地すべり地形分布

地すべり地形：防災科術研究所（2010）²⁷⁾，活断層：産業技術総合研究所（2009）²⁸⁾

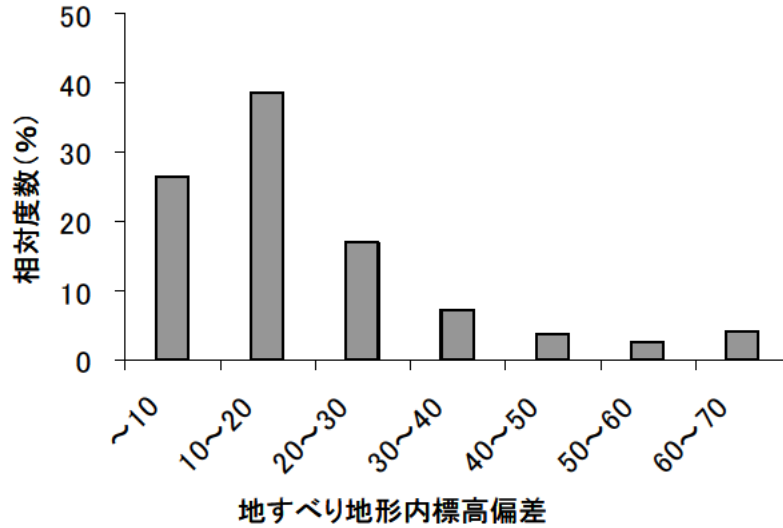


図-44 地すべり地形の標高偏差の相対度数

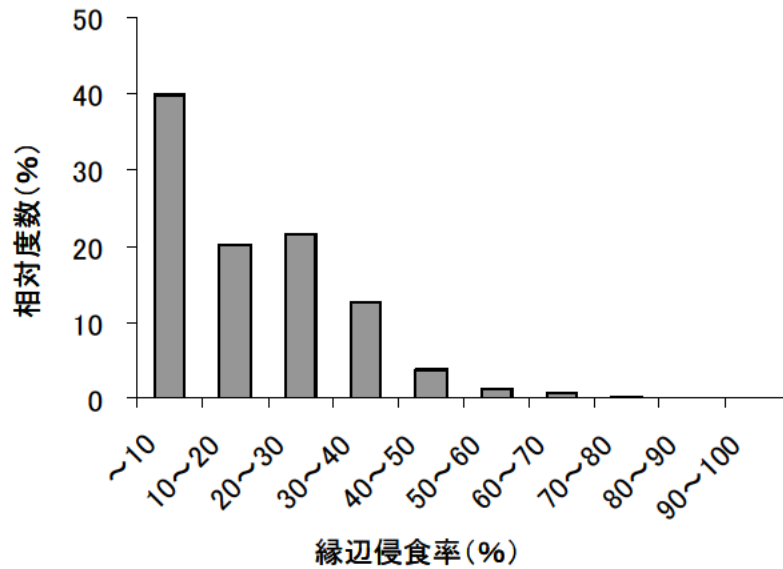


図-45 縁辺侵食率の相対度数

6.5 地震時における既存地すべり地形の地すべり発生危険度評価マップの作成

図-46 は、作成した調査地3の地すべり発生危険度評価マップを示したものである。危険度評価は、(6)式と前述の危険度ランクをもとに行った。地すべりの規模が小さいものに危険度低の数が多く、規模の大きいものは危険度中及び高の数が多くなっている。また、断層から離れた所に規模の大きな地すべりが位置しているが、これらが危険度高になっている。

図-47 は、地すべり発生確率 p_m の区間毎における相対度数分布を示したものである。危険度低の相対度数については p_m の 0.02~0.04 が一番大きく、 p_m の値が大きくなるほど小さくなる傾向がある。また、危険度中及び高の相対度数については、危険度低のものより小さくなっている。

表-14 には、危険度ランク毎の地すべり地形の数と面積を示した。危険度高の平均面積が最も大きい。

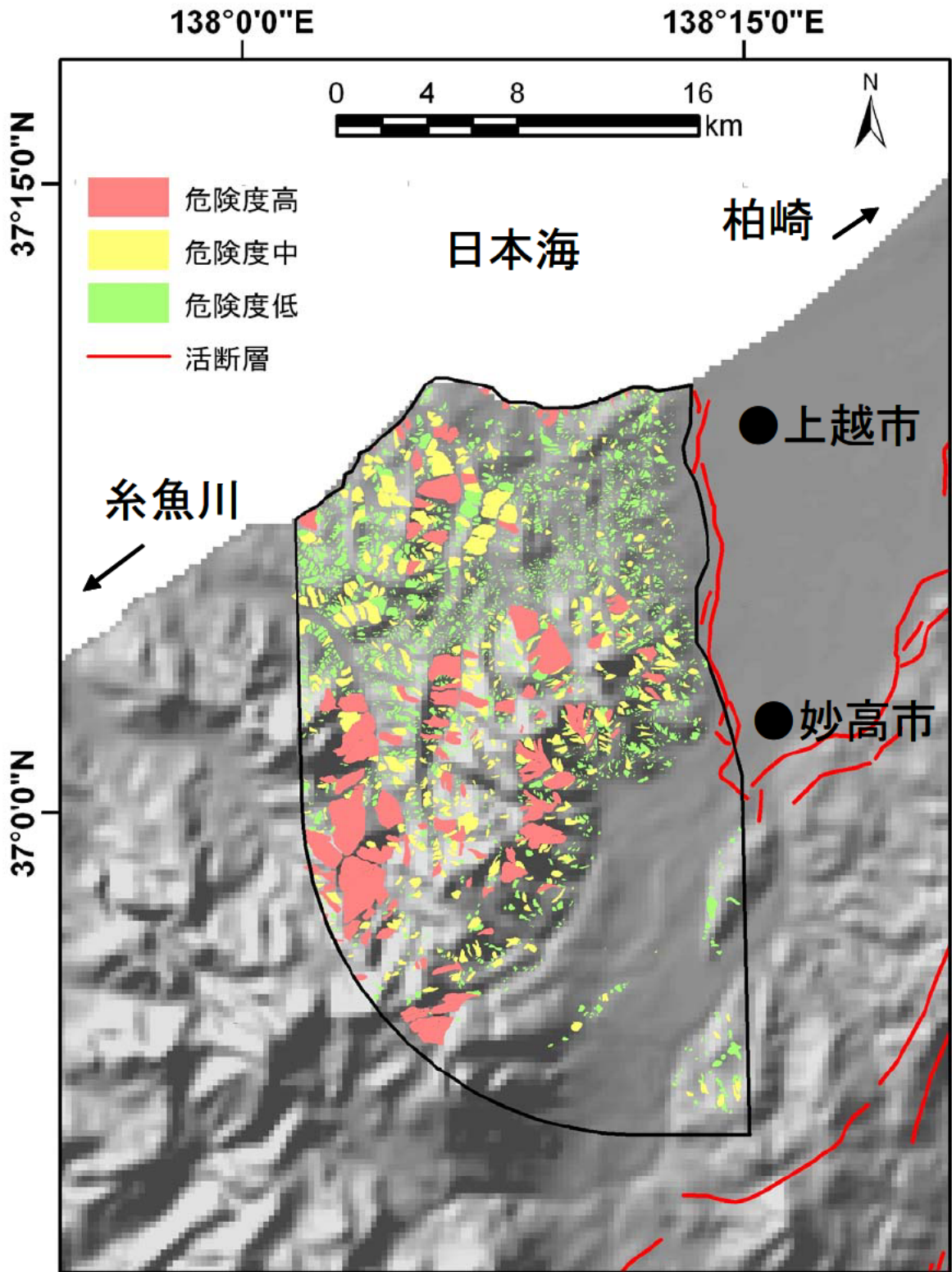


図-46 調査地3の地すべり発生危険度評価マップ

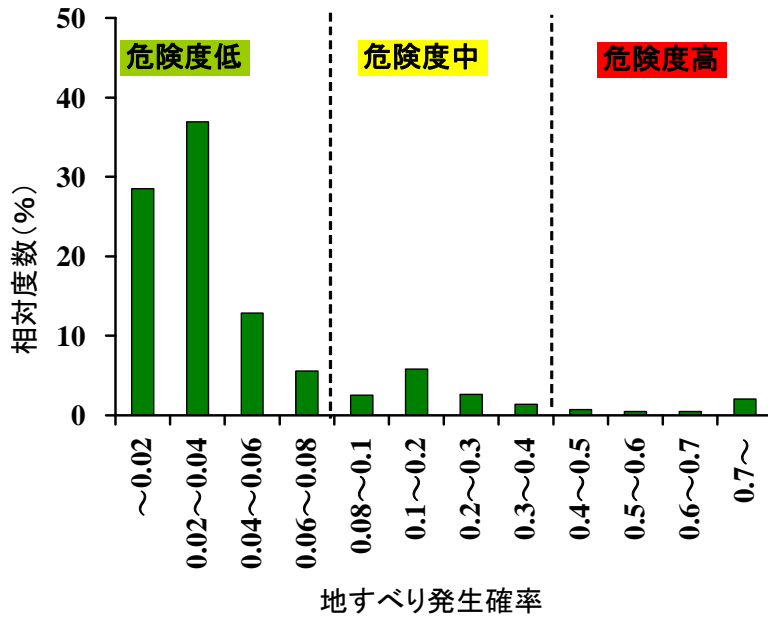


図-47 地すべり発生確率 p_m の区間毎における相対度数分布

以上のことから、大部分の地すべり地形、特に小規模な地すべり地形については危険度低であることが示された。また、規模の大きな地すべり地形については数が少ないが、危険度中及び高であることが示された。

なお、地震時における既存地すべり地形の地すべり発生危険度評価マップの作成手順（案）を巻末に示した。

表-14 危険度ランク毎の地すべり地形の数と面積

危険度	箇所数	全箇所における割合%	平均面積 m^2	総面積 m^2	全面積における割合%
危険度高	139	3.7	364,754	50,700,781	39.1
危険度中	438	11.8	82,889	36,305,386	28.0
危険度低	3,141	84.5	13,547	42,552,134	32.8
合計	3,718	100.0	461,190	129,558,301	100.0

7. まとめ

新潟県中越地震、能登半島地震、新潟県中越沖地震、岩手・宮城内陸地震などの激甚な逆断層型地震により発生した地すべりの分布の特徴や地形的な特徴を抽出し、地すべり地帯の既存地すべり地形における地震時地すべり発生危険度評価手法について検討した。以下に、その結果を示す。

- (1) 震源断層の上盤側で発生した地すべりは、下盤側に比べて多く全体の86.7%を占めた。
- (2) 地震による地すべりの最大長さは、中越地震と岩手・宮城内陸地震で200m以下のものが多いのに対し、能登半島地震と中越沖地震では100m以下のものが多かった。
- (3) 全ての地すべりは、震度5強以上の分布域、93.3%以上の地すべりは地表3成分合成最大加速度500gal以上の分布域内で発生した。

- (4) 既存地すべり地形内で発生した地すべりは、中越地震では約50%であったのに対し、その他の地震では10~25%程度であった。
- (5) 地震による地すべりの発生は、斜面勾配や地質構成よりも震源断層からの距離により影響されることが示唆された。
- (6) 地すべりの発生は震源断層から遠くなるほど少なくなり、次第に大きな地すべりの発生がみられなくなる傾向が認められた。この傾向は、震央からの距離よりも震源断層からの距離をとった場合に、より明瞭に現れることが示された。
- (7) 断層近傍で発生した地すべりの規模は必ずしも大きくはなく、最大規模の地すべりが発生した場所は、震源断層の上端投影線から3.5~9 kmの上盤側に位置していた。
- (8) マグニチュード6.8~7.2を記録した4つの地震では、震源断層から上盤側に15 kmの範囲に加えて、断層の走向方向に15 kmの距離をとると、10,000m²以上の面積を有する地すべりの約95%を含む範囲として設定が可能であり、地震(M7.0前後)による逆断層周辺における地すべり発生危険度評価範囲は、震源断層上盤側における震源断層上端からの距離15kmと震源断層両端を走向方向に各々15km延長してできた範囲として設定することを提案する。
- (9) 既存地すべり地形を対象に、ロジスティック回帰分析を用いて地震時における地すべり発生の危険度評価を行った結果、地形要因として標高偏差、縁辺侵食率が地すべり発生に影響していることが明らかになった。
- (10) 中越地震による地すべりの一部データによるロジスティック回帰モデルを用いて、中越地震による地すべりデータと岩手・宮城内陸地震のデータによる検証の結果、ROC曲線のAUCが0.835の予測精度「良」であることが示され、モデルの有効性が確認された。

以上のことから、既存地すべり地形における地震時地すべり発生危険度評価手法として、危険度評価範囲と、標高偏差と縁辺侵食率の地形データを用いたロジスティック回帰モデルによる危険度評価手法を提案することができた。

日本の主要な活断層は長期評価されており(地震調査研究推進本部, 2011)⁶⁰⁾、提案した手法による地すべり発生危険度評価結果が、地すべり対策の優先順位決定に際しての一つの指標になることが期待される。しかしながら、地震時には既存地すべり地形以外に、初生地すべりも発生している。今後は、初生地すべりに対しても地震時における危険度評価方法について検討していく必要がある。

参考文献

- 1) 国土交通省湯沢砂防事務所(2005)：平成16年（2004年）新潟県中越地震による土砂災害と対応，国土交通省北陸整備局湯沢砂防事務所ホームページ：
<http://www.hrr.mlit.go.jp/yuzawa/sabo/chuetsu/pamphlet/pamphlet01.pdf>（2009年8月3日閲覧）
- 2) 国土交通省砂防部(2008)：平成20年岩手・宮城内陸地震河道閉塞に対する調査と緊急対策の計画の概要，砂防と治水，Vo. 41, No. 4, p. 23-24.
<https://www.mlit.go.jp/river/saigai/200806iwate-miyagi/index.html>（2009年8月3日閲覧）
- 3) 八木浩司・山崎孝成・渥美賢拓（2007）：2004年新潟県中越地震にともなう地すべり・崩壊発生場の地形・地質的特徴のGIS解析と土質特性の検討，日本地すべり学会誌，Vol. 43, No. 5, pp. 294-306.
- 4) 千木良雅弘（2005）：2004年新潟県中越地震による斜面災害の地質・地形的特徴，応用地質，Vol. 46, No. 3, pp. 115-124.
- 5) ハスバートル・村中亮太・丸山清輝・花岡正明（2009a）：新潟県中越地震による地すべりの発生条件の検討，日本地すべり学会誌，Vol. 45, No. 6, pp. 16-22.
- 6) 弘崎 聡・片山慎一郎・表 勝政（2009）：能登半島地震により発生した高速地すべり，第48回日本地すべり学会研究発表会講演集，pp. 15-16.
- 7) 佐藤 浩・宇根 寛・小沢慎三郎・宮原伐折羅（2007）：平成19年（2007年）能登半島地震による斜面崩壊の地形的特徴のGIS解析，国土地理院時報，No. 113, pp. 55-63.
- 8) ハスバートル・石井靖雄・鈴木聡樹・丸山清輝・寺田秀樹（2009b）：2007年新潟県中越沖地震などを事例とした地すべりの分布と震源断層との関係，日本地球惑星科学連合2009年大会予稿講集，CD-ROM, Y167-P003.
- 9) 八木浩司・佐藤 剛・山科真一・山崎孝成（2008）：2008年岩手・宮城内陸地震による斜面災害の空中写真判読図, Ver. 1.2、日本地すべり学会ホームページ：http://www.landslide-soc.org/education/report/iwate_miyagi_EQ_080728.jpg（2010年5月18日閲覧）
- 10) Yagi H., Sato G., Higaki D., Yamamoto M. And Yamasaki T. (2009): Distribution and characteristics of landslides induced by the Iwate-Miyagi Nairiku earthquake in 2008 in Tohoku district, Northeast Japan, Landslides, Vol. 6, pp. 335-344.
- 11) 檜垣大助・宮城豊彦・千葉則行（2009）：平成20年岩手・宮城内陸地震における地すべり発生場の地形・地質的特徴，平成21年度砂防学会研究発表会概要集，pp. 20-21.
- 12) Anderson, J. G., Brune, J. N., Anoooshepoor, R. And Ni, S.D. (2000): New ground motion data and concepts in seismic hazard analysis, Current Science, Vol. 79, No. 9, pp. 1279-1290.
- 13) 香川敬生（2008）：断層破壊様式が地震動分布に及ぼす影響，日本活断層学会2008年度秋季学術大会予稿集，pp. 51-52.
- 14) Soeters, R. and van Westen C. J. (1996): Slope instability recognition analysis and zonation. In: Turner

- KT, Schuster RL (eds) Landslides: investigation and mitigation, Transportation Research Board National Research Council, Special Report, Washington, DC, pp.129-177.
- 15) Anbalagan, R. (1992): Landslide susceptibility evaluation and zonation mapping in mountainous terrain, *Engineering Geology*, 32, pp.269-277.
 - 16) Yoshimatsu, H. and Abe, S. (2006): A review of landslide hazards in Japan and assessment of their susceptibility using an analytical hierarchic process (AHP) method, *Landslides*, 3:149-158.DOI:10.1007/s10346-005-0031-y.
 - 17) 八木浩司・檜垣大助・日本地すべり学会平成14年度第三系分布域の地すべり危険箇所調査手法に関する検討委員会 (2009) : 空中写真判読とAHP法を用いた地すべり地形再滑動評価手法の開発と阿賀野川中流域への適用、地すべり学会誌, 45, No.5, pp.358-366.
 - 18) Pack, R.T., Tarboton, D.G. and Goodwin, C. N. (1998): The SINMAP approach to terrain stability mapping, 8th congress of the international association of engineering geology, Vancouver, British Columbia, Canada, 21-25, September.
 - 19) Zhou, G., Esaki, T., Mitani, Y., Xie, M. and Mori, J. (2003): Spatial probabilistic modeling of slope failure using an integrated GIS Monte Carlo simulation approach, *Engineering Geology*, 68, pp.373-386.
 - 20) Lee, C.T., Huang, C.C., Lee, J. F., Pan, K. L., Lin, M.L. and Dong, J.J. (2008): Statistical approach to earthquake-induced landslide susceptibility, *Engineering Geology*, 100, pp.43-58.
 - 21) Dong, J.J., Tung, Y.H., Chen, C.C., Liao, J.J. and Pan, Y.W. (2009): Discriminant analysis of the geomorphic characteristics and stability of landslide dams, *Geomorphology*, 110, pp.162-171.
 - 22) Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M. and Reichenbach, P. (1999): Landslide hazard evolution: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy, *Geomorphology*, 31, pp.181-216.
 - 23) Ayalew, L. and Yamagishi, H. (2005): The application of GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the Kakuda-Yahiko Mountains, Central Japan, *Geomorphology*, 65, pp.15-31.
 - 24) Chang, K.T., Chiang, S.H. and Hsu, M. L. (2007): Modeling typhoon-and earthquake-induced landslides in a mountainous watershed using logistic regression, *Geomorphology*, 89, pp.335-347.
 - 25) Garcia-Rodriguez, M.J., Malpica, J.A., Benito, B. and Diaz, M. (2008): Susceptibility assessment of earthquake-triggered landslides in El Salvador using logistic regression, *Geomorphology*, 95, pp.172-191.
 - 26) Chauhan, S., Sharma, M. and Arora, M. K. (2010): Landslide susceptibility zonation of the Chamoli region, Garhwal Himalayas, using logistic regression model, *Landslides*, 7, pp.411-423.
 - 27) 防災科学技術研究 (2010) : 地すべり地形分布図データベース,
<http://lsweb1.ess.bosai.go.jp/index.html> (2010年8月17日参照)
 - 28) 産業技術総合研究所(2009) : 活断層データベース 2009年7月23日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベースDB095.
<http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/index.html> (2010年8月17日参照)
 - 29) 200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ (2000) : 200万分の1日本列島活断層図一過去数

- 十万年間の断層活動の特徴一，活断層研究，19，pp. 3-12.
- 30) 山田剛次・渡 正亮・小橋澄治 (1981) : 地すべり・斜面崩壊の実態と対策，山海堂，p. 580.
- 31) 山田直利・加藤碩一編集 (1991) : 10万分の1日本地質図大系 (中部地方)，朝倉書店，p. 136.
- 32) 大沢 稔・滝沢文教編集 (1992) : 10万分の1日本地質図大系 (東北地方)，朝倉書店，p. 136.
- 33) 国土交通省河川局砂防部保全課 (2005) : 平成16年新潟県中越地震に伴う斜面崩壊の発生状況について (続報)，国土交通省ホームページ：
http://www.mlit.go.jp/kisha/kisha05/05/050113_html (2009年8月3日閲覧)
- 34) 東京大学地震研究所 (2005) : 2004年新潟県中越地震一強震動と震源過程一，東京大学地震研究所ホームページ：
<http://saigai.eri.u-tokyo.ac.jp/saigai/chuetsu/chuetsu.html> (2009年8月3日閲覧)
- 35) 瀨瀨一起 (2008) : 2007年新潟県中越沖地震の震源断層面，サイスマ，12，2，pp. 6-7.
- 36) 国土地理院 (2007) : 平成19年能登半島地震断層モデルの概念図，国土地理院ホームページ、
<http://www.gsi.go.jp/common/000040796.pdf> (2009年8月3日閲覧)
- 37) Hikima, K., Miyazaki, S. and Koketsu, K. (2008): Rupture process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake (Mj7.2), Japan, inferred from strong motion and geodetic data, Eos Trans. AGU, 89(53), Fall Meet. Suppl., Abstract S51D1789.
- 38) 司 宏俊・翠川三郎 (1999) : 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式，日本建築学会構造系論文集，第523号，pp. 63-70.
- 39) 地震調査研究推進本部 (2010) : 活断層の長期評価，地震調査研究推進本部ホームページ：
http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02_danso.htm (2010年8月17日閲覧)
- 40) 気象庁 (2009) : 主な地震の強震観測データ
<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/kyoshin/jishin/index.html> (2009年8月3日閲覧)
- 41) 防災科学研究所 (2009) : 防災科学研究所強震観測網 (K-NET, KiK-net) ホームページ：
<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/quick/> (2009年9月28日閲覧)
- 42) 国土地理院 (2001) : 数値地図50mメッシュ (標高) 日本-I，CD-ROM
- 43) 国土地理院 (2000) : 数値地図50mメッシュ (標高) 日本-II，CD-ROM
- 44) 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2004) : 20万分の1数値地質図幅集「関東甲信越及び伊豆小笠原諸島」，「東北」，「北陸，中部及び近畿」，CD-ROM
- 45) 阿部真郎・高橋明久・荻田 茂・小松順一・森屋 洋・吉松弘行 (2006) : 新第三紀層分布域における地震の震度と地すべりの地形・地質的特徴，日本地すべり学会誌，Vol. 43，No. 3，pp. 155-162.
- 46) Keefer, D. (1984): Landslides caused by earthquakes *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 95, pp. 406-421.
- 47) 柳沢幸夫・小林巖雄・竹内圭史・立石雅昭・茅原一也 (1986) : 小千谷地域の地質，地域地質研究報告 (5万分の1図幅)，地質調査所，p. 177.
- 48) 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図幅) , 地質調査所, p. 132.
- 49) 国土地理院 (2009) : 平成20年 (2008年) 岩手・宮城内陸地震 1:25,000 詳細活断層図 (活断層・地形分類及び地形変状) , 国土地理院技術資料 D.1-No. 541.
- 50) Meunier, P., Hovius, N. and Haines, J. (2008): Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides, *Earth and Planetary Science Letters*, doi:10.1016/j.epsl.2008.07.020.
- 51) 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, 産業技術総合研究所地質調査総合センター
- 52) Suzuki, S., Has, B., Maruyama, K. and Ishii, Y. (2010), Risk evaluation of earthquake-induced landslide based on analysis of erosion condition on landslide marginal part, *Chen Su-Chin ed. Interpraevent2010-Symposium proceedings*, pp.898-901.
- 53) Dai, F.C. and Lee, C.F. (2002): Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong, *Geomorphology*, 42, pp.213- 228.
- 54) Mathew J., Jha, V.K. and Rawat, G.S. (2009): Landslide susceptibility zonation mapping and its validation in part of Garhwal Lesser Himalaya, India, using binary logistic regression analysis and receiver operating characteristics curve method, *Landslides*, 6, pp.17-26.
- 55) Zweig, M.H. and Campbell, G. (1993) Receiver-operating characteristic (ROC) plots: a fundamental evaluation tool in clinical medicine, *Clinical Chemistry*, 39, pp.561-577.
- 56) Craig, L. A., Beech, A. R. and Brown, K. D. (2007): Methodological considerations when estimating actuarial sexual recidivism risk, *Forensic Update*, 91 (Autumn 2007), pp. 32-39.
- 57) 高田直樹 (2007) : ロジスティック回帰分析結果の解釈・利用のための新手法-信用リスク・スコアリングモデルを例に-, IBMプロフェッショナル論文3, pp.71-77, ProVISION No. 53/spring 2007
- 58) 松多信尚・杉戸信彦・廣内大輔 (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.dpri.kyoto-u.ac.jp/web_j/saigai/20110406_jiban.pdf (2011年5月30日閲覧)
- 59) 地震調査研究推進本部 (2009) : 高田平野断層帯の長期評価について, 地震調査研究推進本部ホームページ, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/102_takada-heiya.pdf (2011年2月11日閲覧)
- 60) 井上公夫・今村隆正 (1999) : 高田地震 (1751) と上越海岸の土砂災害, 平成11年度砂防学会研究発表会概要集, pp. 290-291.
- 61) 地震調査研究推進本部 (2011) : 活断層の長期評価, 地震調査研究推進本部ホームページ : <http://www.jishin.go.jp/main/choukihyoka/katsu.htm> (2011年3月22日閲覧)

卷 末 資 料

地震時における既存地すべり地形の地すべり発生危険度評価マップの作成手順（案）

地震（M7.0 前後）による逆断層周辺における、既存地すべり地形の地すべり発生危険度評価マップ作成手順を以下に示す。

1. 危険度評価マップ作成手順

図-1 には、地震時における既存地すべり地形の地すべり発生危険度評価マップの作成手順を示した。

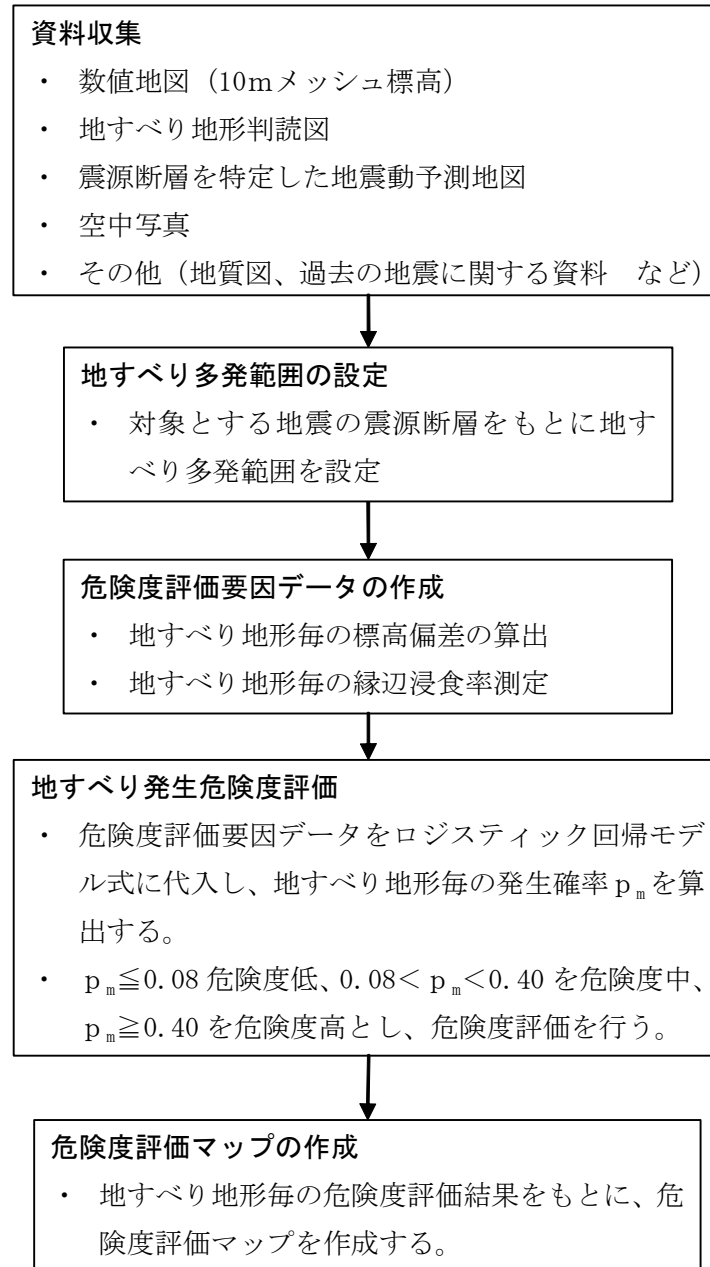


図-1 地震時における既存地すべり地形の地すべり発生危険度評価マップの作成手順(案)

1.1 作成手順の解説

危険度評価マップは、GIS を利用して作成すると効率が良い。

1.1.1 資料収集

(1) 数値地図

危険度評価マップの基礎データとなる数値地図（10mメッシュ）は、国土地理院のホームページからダウンロードできる。数値地図の閲覧・ダウンロードページアドレスは、以下の通りである。（平成 23 年 4 月 14 日現在のホームページのアドレス

<http://www.gsi.go.jp/kiban/etsuran.html>）

今回の検討では、10mメッシュの数値地図を使用し、解析は 30mメッシュで行った。数値地図は、民間の機関で発行しているものもある。

(2) 地すべり地形判読図

既存の地すべり地形の位置、形状は、地すべり地形判読図で調べる。地すべり地形判読図は、独立行政法人 防災科学研究所から全国を網羅する「地すべり地形分布図」が公表されており、地すべり地形分布図データベースのホームページから GIS データをダウンロードできる。

（平成 23 年 4 月 15 日現在のホームページのアドレス <http://lsweb1.ess.bosai.go.jp/>）

この地すべり判読図が基本となるが、判読が不明瞭な場合は、他の地すべり地形判読図や対象地域の空中写真・地形図なども参考にする。

(3) 震源断層を特定した地震動予測地図

地すべり多発範囲の設定に必要な「震源断層を特定した地震動予測地図」は、地震調査推進本部が公表している「全国地震動予測地図」に掲載されている。

（平成 23 年 4 月 15 日現在のホームページのアドレス

http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10_yosokuchizu/index.htm）

また、独立行政法人 防災科学研究所の地震ハザードステーション（Japan Seismic Hazard Information Station, J-SHIS）ホームページでも公開されており、数値データのダウンロードも可能である。

（平成 23 年 4 月 15 日現在のホームページのアドレス <http://www.j-shis.bosai.go.jp/>）

その他、対象地域の震源（震央）、震源断層などの研究成果や公表資料があれば収集し、参考にする。

(4) 空中写真

危険度評価要因データの作成には、地形図と空中写真を用いる。地形図は、前述の数値地図を使用する。空中写真は、国土地理院撮影のものを財団法人日本地図センターで購入できる。また、空中写真は、民間の機関が撮影したものもある。

(5) その他

地質図は、独立行政法人 産業総合研究所 地質調査総合センターで購入できる。その他、都道府県別の土地分類図（地形分類図、表層地質図、土壌図など）の GIS データは、国土交通省 土地水資源局 国土調査課のホームページからダウンロードできる。

(平成 23 年 4 月 15 日現在のホームページのアドレス)

<http://tochi.mlit.go.jp/tockok/inspect/landclassification/download/index.html>

また、土地分類図の印刷物は、財団法人日本地図センターから購入できる。その他、独立行政法人 産業総合研究所 地質調査総合センターのホームページから 20 万分の 1 日本シームレス地質図をダウンロードできる。

(平成 23 年 4 月 15 日現在のホームページのアドレス)

<http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084/index.html>

その他の資料は、評価結果の妥当性の検証などに用いる。

1.1.2 地すべり多発範囲の設定

図-2は、ハスバートルほか (2011) による逆断層地震による地すべりの多発範囲を示したものである。図中の数字は点線で囲んだ範囲の中越地震で発生した地すべりの割合を参考に示したものであり、発生した地すべりはA' +B' の範囲に全体の93.4%が含まれた。

この結果をもとに、地すべり発生危険度評価範囲は、震源断層上盤側における震源断層上端からの距離15kmと震源断層両端を走向方向に各々15km延長してできた範囲として設定する。

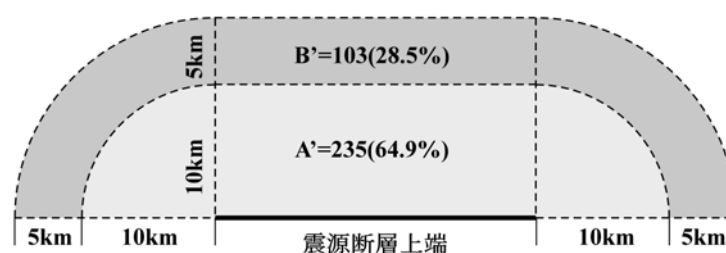


図-2 逆断層地震による地すべり多発範囲

1.1.3 危険度評価要因データの作成

(1) 地すべり地形毎の標高偏差の算出

標高偏差は既存地すべり地形内 30m メッシュの地表面標高の標準偏差値であり、斜面勾配と地すべり地形の面積、起伏度に関係し、標高偏差が大きくなるほど勾配が急になるか、または面積が大きくなることを表す。このことにより、勾配が急になるほど地震により斜面安全率の低下が起こる確率が高くなることや、面積が大きくなるほど地すべり斜面の一部が移動する確率が高くなること、起伏度が大きくなると地震により斜面が揺れやすくなることなどが考えられる。

標高偏差は GIS を利用し、既存地すべり地形内 30m メッシュの地表面標高の標準偏差値として求められる。

(2) 地すべり地形毎の縁辺浸食率測定

図-3 には、縁辺部が侵食された地すべりの平面横断模式図を示した。縁辺侵食率は、地すべり地形の縁辺長に対する侵食地形長の割合と定義し、(1)式により求められる。

$$E = \ell / L \times 100 (\%) \quad (1)$$

ここで、E：縁辺侵食率(%)
 ℓ ：侵食地形長(m)
 L：地すべり縁辺長(m)

である。

縁辺侵食率が大きくなると地すべり斜面の側面部拘束力が小さくなり、地震時に地すべり斜面が不安定化しやすくなると考えられる。侵食地形長は、地すべり斜面末端が河川や谷に面する部分の縁辺長と、側部が侵食谷などの谷地形を呈する谷線の長さを合計したものであり、地震前の地すべり地形毎に、その外縁の長さ(L)と侵食された谷の長さを測定し求める。なお、谷の長さは、土石流危険渓流抽出の際の1次谷の判定基準(建設省河川局砂防部砂防課, 1999)と同様に、開口幅より奥行きの方が大きくなっている範囲とする。

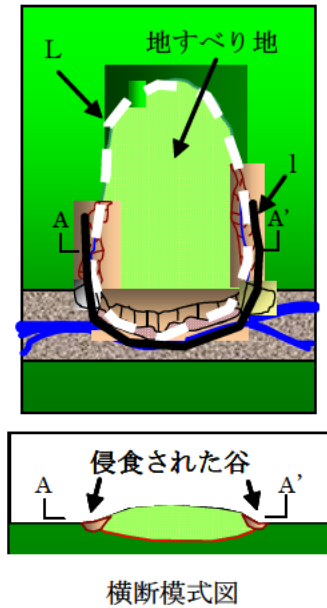


図-3 縁辺部が侵食された地すべりの平面横断模式図

1.1.4 地震時の地すべり発生危険度評価

(1) 地すべり地形毎の発生確率 p_m 算出

地すべり地形毎の地すべり発生確率 p_m は、中越地震の事例により構築されたロジスティック回帰モデル式(2)に、地すべり地形毎の標高偏差と縁辺侵食率を代入して算出する。

$$P_m = 1 / [1 + \exp\{-(0.060SR + 0.035MER - 5.032)\}] \quad (2)$$

ここで、SR：標高偏差

MER：縁辺侵食率

である。

(2) 危険度評価

表-1 は、地震時の地すべり発生危険度評価区分表を示したものである。既存地すべり地形の地震時地すべり発生危険度の評価は、(2)式から求められた地すべり発生確率 p_m を、表-1に基づいて危険度高、危険度中、危険度低に区分して行う。

なお、評価区分は、図-4をもとに区分したものである。図-4は、中越地震の地すべり多発範囲における既存地すべり地形の地すべり発生確率 p_m を、(2)式で求めた地すべり発生確率に対する相対度数分布と地すべり発生率の関係で示したものである。地すべり多発範囲における既存地すべり地形の地すべり発生率は0.08であり、危険度低と危険度中の境界値を0.08とした。また、危険度中と危険度高の境界値は、 p_m がほぼ連続して上昇し出す0.40とした。

表-1 地震時の地すべり発生危険度評価区分表

ロジスティック回帰モデル式による地すべり発生確率 p_m	危険度評価
$p_m \leq 0.08$	危険度低
$0.08 < p_m < 0.40$	危険度中
$p_m \geq 0.40$	危険度高

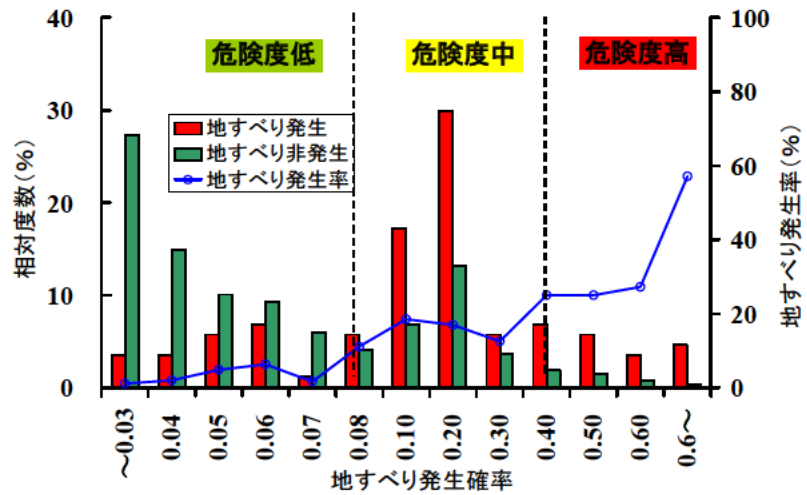


図-4 (2)式による地すべり発生確率に対する相対度数分布と地すべり発生率
(中越地震の事例)

1.1.5 地震時の地すべり発生危険度評価マップの作成

図-5 には、新潟県高田平野西縁断層を対象に作成した「地震時の地すべり発生危険度マップ」を示した。危険度評価マップは、既存地すべり地形毎の地震時地すべり発生危険度評価結果をもとに、既存地すべり地形に色付けして作成する。

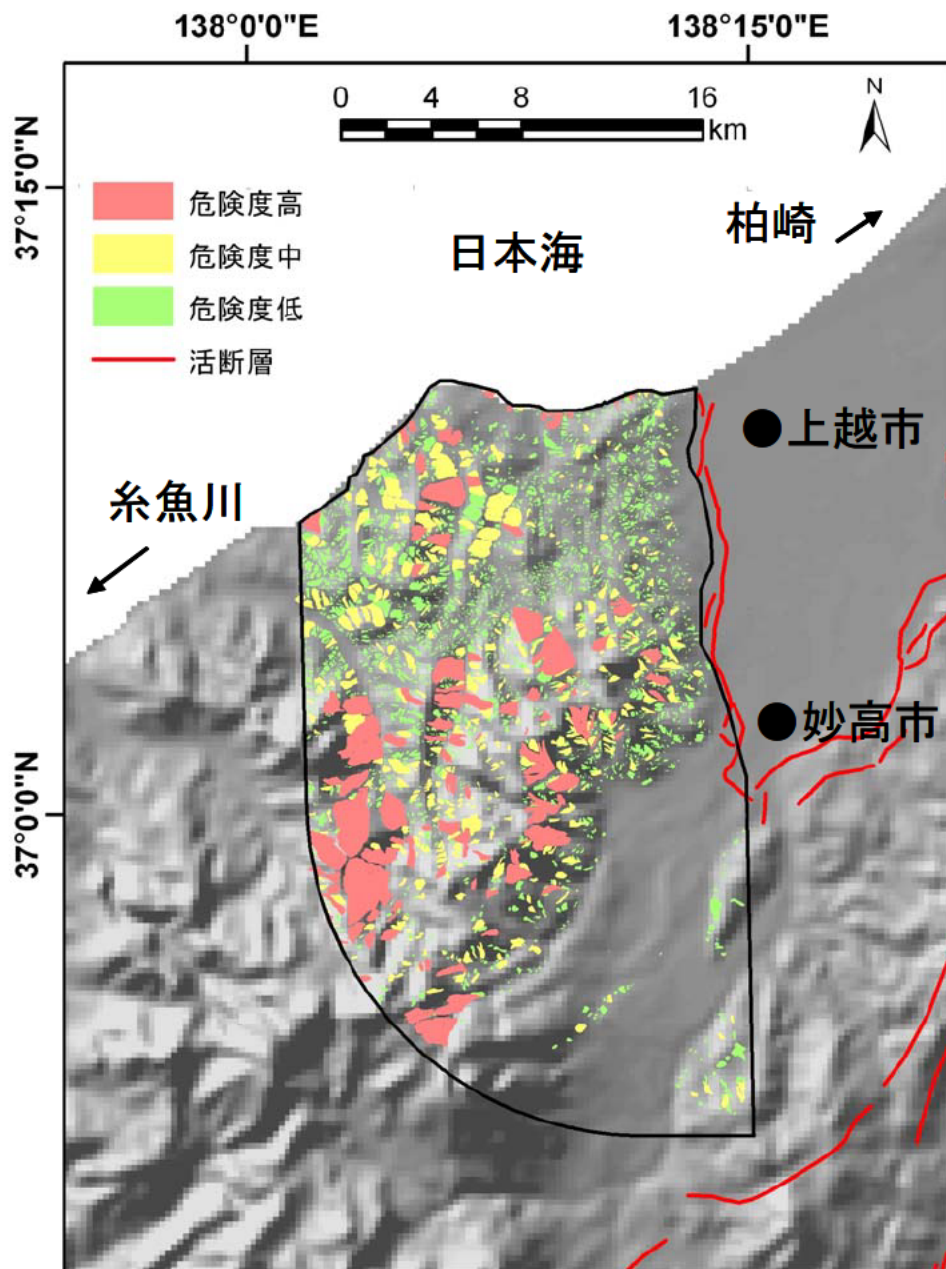


図-5 新潟県高田平野西縁断層を対象に作成した地震時の地すべり発生危険度マップ

土木研究所資料
TECHNICAL NOTE of PWRI
No.4204 July 2011

編集・発行 ©独立行政法人土木研究所

本資料の転載・複写の問い合わせは

独立行政法人土木研究所 企画部 業務課

〒305-8516 茨城県つくば市南原1-6 電話029-879-6754