

学位論文

大規模な地震災害にともない不安定化した斜面の特定と

特定された斜面の崩壊リスクに関する研究

Identification of unstable slopes and associated risk of landslide
occurrence following massive earthquakes

生物環境科学専攻

村 上 亘

目次

I. 序論	・・・1p
1. 本研究の背景	
2. 既往研究の成果と問題点	
3. 本研究の目的および構成	
II. 地震後の降雨によりに発生した斜面崩壊とその誘因となった降雨強度	・・・5p
1. はじめに	
2. 2008 年岩手・宮城内陸地震の概要	
3. 調査地および調査方法	
4. 調査結果	
5. 地震後に崩壊が発生した際の雨量強度	
6. 考察およびまとめ	
III. 二時期の LiDAR データの利用による地震後に崩壊した斜面の崩壊前の地形的特徴の把握	・・・22p
1. LiDAR データを利用した変形斜面の特定	
2. 調査地の概要	
3. 調査方法	
4. 調査結果	
5. 考察およびまとめ	
IV. 災害後に発生する表層崩壊に関与する地形・地質（地盤特性）の検討	・・・33p
1. 調査地の概要および調査方法	
2. 調査結果	
3. 考察およびまとめ	

V. 全体考察 ・・・43p

1. 地震後に崩壊する恐れがある斜面の広域的な推定
2. 崩壊のおそれがある斜面の特定－LiDAR データの利用による調査手法の提言－
3. 特定された斜面の崩壊リスクについて
4. 本研究成果に基づく斜面崩壊リスクの調査手法の提案

VI. 台風や人為改変にともない不安定化した斜面，および流域全体を通した土砂災害対策への本研究成果の適用 ・・・62p

1. 本研究成果の地震以外の発災要因による不安定化斜面への適用の可能性
2. 台風による風倒被害で不安定化した斜面への本研究成果の適用
3. 森林伐採など人為改変にともない不安定化した斜面への本研究成果の適用
4. 流域全体を通した土砂災害対策への本研究成果の適用

VII. 結語 ・・・67p

謝辞

摘要

Summary

引用文献

学会誌公表論文リスト

I. 序論

1. 本研究の背景

近年、1995 年の兵庫県南部地震をはじめとする大規模な地震災害において強振動による斜面変動にともなう災害が多発している (Photo I-1)。これらの災害時のみならず、その後の降雨による崩壊の発生も報告されている (田結庄・藤田, 1996 ; 富田ほか, 1996 など)。地震動を受けた山地斜面では亀裂等をともなう斜面変動が発生し (Photo I-2, I-3), それにともない斜面を構成する地盤のせん断強度が低下し, 崩壊に対する抵抗力が弱まることから, その後の降雨等による崩壊の発生を決定する要因となっている。神奈川県丹沢山地では 1923 年に発生した関東大地震およびその後の降雨による崩壊の発生が長期にわたって継続していることが報告されている (石垣ほか, 2007 ; Koi et. al., 2008 など) が, このことは地震による斜面地盤の脆弱化の影響が, 長期間にわたって続くことを示すものと考えられる。近年では温暖化にともなう豪雨頻度の増加が予測されており, 豪雨による斜面崩壊の危険性の増加が危惧されている (小俣, 2005 ; 古賀, 2007)。このような状況のなか, 山地斜面において地震により斜面地盤が脆弱化し, その後の豪雨によって崩壊が発生する斜面箇所を予測すること, そのような斜面の存在を確認し, 確認された斜面のリスク管理を行うことが, 防災の面で強く社会から求められている。さらに, 山地における斜面崩壊はその地域だけではなく, 崩壊土砂の流出によって下流域へも被害が波及するため, 発生の予測と事前の対策は防災上, 重要となっている。このため, 地震をはじめとする斜面地盤の強度を広域に低下させる起災現象により脆弱化した斜面を速やかに抽出し, 危険性を評価する研究は, 斜面防災対策の面から重要であると考えられる。



Photo I-1 2008 年岩手・宮城内陸地震において発生した斜面崩壊。

出典：森林総研 HP : <https://www.ffpri.affrc.go.jp/snap/2016/4-earthquake.html>



Photo I -2 2008 年岩手・宮城内陸地震において発生した亀裂. 出典：森林総研 HP：
<https://www.ffpri.affrc.go.jp/snap/2016/4-earthquake.html>



Photo I -3 2008 年岩手・宮城内陸地震において尾根に形成された亀裂（矢印）によって幹割れを起こした立木.
 出典：森林総研 HP：
<https://www.ffpri.affrc.go.jp/snap/2016/4-earthquake.html>

近年の航空レーザー測量（Light Detection And Ranging：以下 LiDAR）をはじめとする最新の計測技術の発達により，従来よりも高精度な地形データを得ることが可能となってきた（秋山，1997）。これにより詳細に地形を表現することが可能となるとともに，複数の時期に計測されたデータを比較することにより，崩壊の前兆となる斜面内の亀裂などの微地形の形成，あるいは斜面全体の変形を捉えることが可能となっている。しかしながら，これらの技術はまだ発展途上であり，現時点ではそれぞれの技術を利用した地表の変位を求める研究が進められている段階であり，このような測量技術を活用した崩壊危険斜面の抽出と危険度評価の手法はまだ確立されていない。

2. 既往研究の成果と問題点

地震にともなう山地斜面の崩壊現象については、川邊(1987)や横山・菊山(1997)、海外でも Chang et. al. (2005) や Robinson et. al. (2016) など、多くの調査研究が報告されている。一方で、地震後の降雨などによる 2 次災害の危険性は 1995 年の兵庫県南部地震以降、指摘されるようになってきている。田結庄・藤田(1996)、富田ほか(1996)は、兵庫県南部地震後の降雨による崩壊地の拡大について報告し、松本ほか(1998)は、1997 年の鹿児島県北西部地震後の降雨により崩壊地の拡大のほかに新たな崩壊が発生したことを報告している。沖村ほか(1998)は兵庫県南部地震後の降雨による崩壊のメカニズムについて報告している。西村・海堀(2002)は、2001 年の芸予地震の影響を受けた地域では地震前の斜面崩壊に必要な雨量の 6~8 割程度の降雨量で斜面崩壊が発生する可能性を報告している。

地震後の降雨によりに崩壊が発生する場所や形態は地形・地質条件により異なることも指摘されている。山越ら(2009)は、兵庫県南部地震後の六甲の花崗岩山地では新たな崩壊の発生が多いのに対し、2004 年の新潟中越地震後の第三紀の堆積岩類で構成された山地では地震時に発生した崩壊の拡大が多いといった、発生した崩壊の特徴に違いがあることを報告している。また、宮崎ら(2005)は、2000 年に発生した新島・神津島近海地震後、地盤が緩むことにより地震以前には崩壊に至らなかった降雨量でも崩壊が発生していること、地震時、降雨時の崩壊発生場の違いは粘土、シルト粒径の細粒画分の含有率の大小に影響され、細粒画分を多く含むか細粒層を挟む地質では地震では崩壊が発生しにくい、降雨時には崩壊が発生しやすくなることを指摘している。

これまでの報告から、地震による振動で不安定化した斜面ではその後の降雨により崩壊に至る可能性が高いこと、崩壊に至る斜面は地質・地形条件によって分布が大きく異なることが推測される。これらの調査報告の多くは地震発生後、数か月から 1、2 年までの事例にとどまる。これは、発生した崩壊と地震との因果関係が地震から時間が経過するに従いはっきりしなくなるためと思われる。一方で、崩壊地を調査すると以前の地震の際に発生したと判断される亀裂の存在が確認される等、地震によって斜面強度が低下した斜面が数年後の降雨により崩壊する可能性が指摘されている(小山ほか 2009; 村上ほか, 2009; 村上ほか, 2013a)。しかしながら、これまでの調査では地震後に斜面が不安定化していた事実は、降雨による崩壊後に指摘されることが多かった。これは、亀裂をとまなう斜面変位を崩壊前に特定する場合には、従来の調査では空中写真から判読するか、判読できない場合は現地を踏査することにより存在を確認することが唯一の確実な方法であったため、崩壊地周辺あるいは人家等の保全対象が下方に存在する斜面における調査が中心となり、広範囲に調査を行い、不安定化している斜面を事前に把握しておくことが困難であったことが理由としてあげられる。

LiDAR (Light Detection And Ranging) は近年発達が著しい測量技術である。LiDAR の発達により、従来よりも高精度な地形データをえることが可能となってきている(秋

山, 1997)。そして、複数の時期に計測された LiDAR データを比較することにより、地震による亀裂の発生のような斜面内の微地形の形成、あるいは斜面全体の変形を捉えることが可能となってきた(村上ほか, 2013b)。このため、LiDAR データを利用することにより、これまで特定することが困難であった不安定化した斜面位置をより正確に把握することが可能であると考ええる。

3. 本研究の目的および構成

本研究は大規模な自然災害のうち、地震災害を取り上げる。本研究では、2008 年岩手・宮城内陸地震によって大規模な土砂災害が発生した山地斜面において、地震後の降雨によって崩壊が発生した斜面を対象に、地震によって不安定化した斜面を特定する方法について検討した。そして、検討した手法によって特定された斜面の崩壊リスクについて、現地を調査することで明らかにした。第 I 章となる本章では序論として、本研究を進めるにあたっての研究背景、既往の研究成果と問題点を述べ、本研究の目的および以降の本論文の構成について述べる。次の第 II 章では、調査地において地震後の降雨にともなって発生した斜面崩壊について、地震直後と地震から 3 ヶ月が経過した後で撮影された空中写真の判読結果による地震時とその後の崩壊箇所の比較、および期間中の崩壊を発生させた降雨の強度について検討する。次に複数時期の LiDAR データの利用による地震により変形した斜面の抽出事例を紹介し、不安定化した斜面を抽出する方法について第 III 章で述べる。第 IV 章では、第 III 章で報告した手法によって特定した斜面の崩壊発生リスクの評価について、現地での調査結果から明らかとなった地形・地質的な特徴を踏まえて述べる。第 V 章では、全体考察として第 II 章から第 IV 章で述べた内容を踏まえ、崩壊リスクが高い斜面の特徴とそのリスク評価、さらにリスクを把握する際の調査手法について述べる。第 VI 章では、本研究における成果の台風などの他の自然災害や森林伐採といった人為改変にともなう斜面攪乱によって生じる斜面崩壊への利用の可能性、および下流域を含む流域管理へ展開について述べる。

Ⅱ．地震後の降雨によりに発生した斜面崩壊とその誘因となった降雨強度

本章では地震後の降雨により発生した崩壊事例として 2008 年岩手・宮城内陸地震後の降雨により発生した崩壊を紹介し、地震後に崩壊が発生した際の降雨強度について、地震以前の崩壊が発生する降雨強度との違いについて述べる。本章の内容は村上ほか（2013a）を引用、改変したものである。

1. はじめに

2008 年岩手・宮城内陸地震では多くの崩壊、地すべりが発生したが、この地震では地震後の降雨によって、地震時に発生した斜面崩壊が拡大していることに加え、多数の崩壊が新たに発生した。Fig. Ⅱ-1 は岩手県一関市槻木平地区において地震から 3 ヶ月後の空中写真から確認された地震時の崩壊の拡大と新たな崩壊の発生個所を示したものである。本章では地震直後および地震から 3 ヶ月後に撮影された空中写真を比較することで明らかとなった、地震後の降雨によって発生した崩壊の地形・地質的な特徴と、崩壊の誘因となった期間中の降雨強度について述べる。

2. 2008 年岩手・宮城内陸地震の概要

岩手・宮城内陸地震は 2008 年 6 月 14 日に岩手県南部の内陸部を震源として発生した（Fig. Ⅱ-2 参照）。震源の深さは約 8 km、地震の規模は M7.2 である（防災科学研究所，2008）。この地震では建物被害が少ないのに対して、山地における土砂災害が多いという特徴があげられ、宮城県栗原市の荒砥沢や岩手県一関市の産女川における大規模地すべりや斜面崩壊、宮城県栗原市の三迫川上流のドゾウ沢における斜面崩壊から流動化した土石流の発生など、岩手県南部から宮城県北部の広い範囲において、大小数多くの斜面崩壊や地すべり、およびそれにとまなう土石流が発生した（井良沢ほか，2008）。この地震の際に発生した崩壊で最も大きなものは荒砥沢で発生した地すべりであるが、規模の大きな崩壊は震源から離れた宮城県の一迫川上流域で多数発生するなど、特徴的な現象が数多く見られた（三森ほか，2012）。

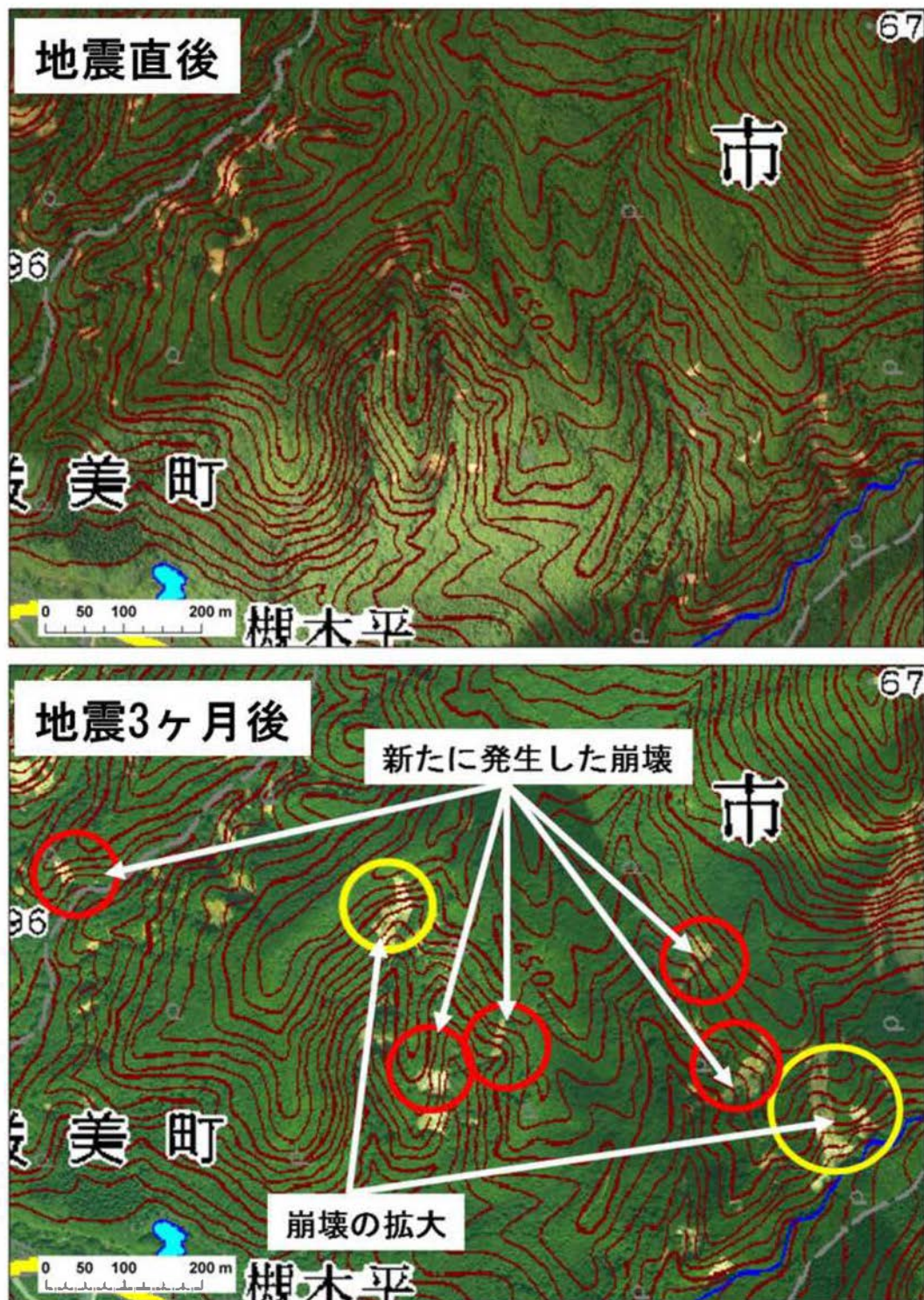


Fig. II-1 岩手県一関市槻木平地区の地震直後の崩壊の分布と3ヶ月後の崩壊の拡大および新たな崩壊の発生。空中写真（オルソ画像：林野庁提供）は2008年6月14日の地震直後および3ヶ月後の2008年9月に撮影された。等高線図は1/2.5万地形図「高檜能山」を使用した。等高線間隔は10m。村上ほか（2013a）より引用，改訂。

3. 調査地および調査方法

調査は、岩手県磐井川流域と宮城県一迫川流域の Fig. II-2 に示す白枠の範囲において行った。磐井川流域は対象とした地震の震源に近い。一迫川流域は震源断層から南に十数キロ離れているが、大規模な崩壊が多発した流域である。栗駒地熱地質編集グループ（1986）によると、それぞれの流域の地質は、磐井川流域では主として新第三紀の海成層および安山岩で構成される。一方の一迫川流域の地質は調査地の南側は新第三紀の安山岩が主となるが北側は新第三紀の湖成層（小野松沢層）の上層に新第三紀の凝灰岩（北川凝灰岩）が堆積する構造となっており、最上流部は第四紀の安山岩で構成されている（Fig. II-5, Fig. II-6 参照）。

調査は地震直後と地震から3ヶ月後に撮影された空中写真（オルソ画像）から地震によって発生した崩壊と、その後の降雨による崩壊の拡大と新たに発生した崩壊を抽出した（Fig. II-3a, 3b 参照）。抽出には ArcGIS9.3 を使用した。それぞれの流域で抽出された崩壊については、地震直後の崩壊とその後の3ヶ月間に発生した崩壊の拡大、および新たに発生した崩壊に分け、それぞれの発生面積および、解析範囲における発生割合を算出するとともに地質や地形（傾斜）との関係について検討した。地震後3ヶ月間の降雨強度については、調査地近傍の気象庁の AMeDAS 雨量データから確率降雨を算出するとともに、気象庁（2012）を参考として、土壌雨量指数を算出した。

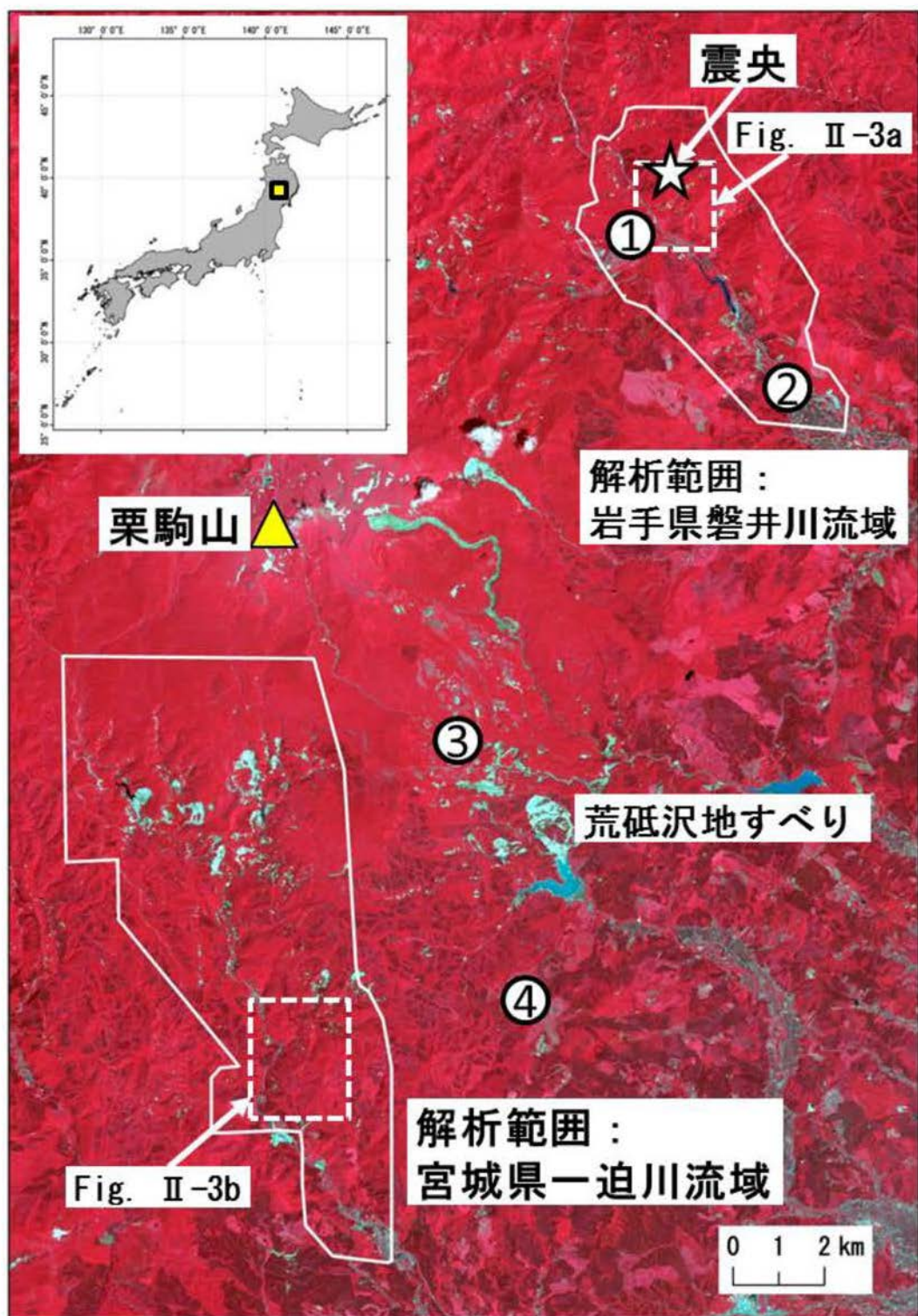
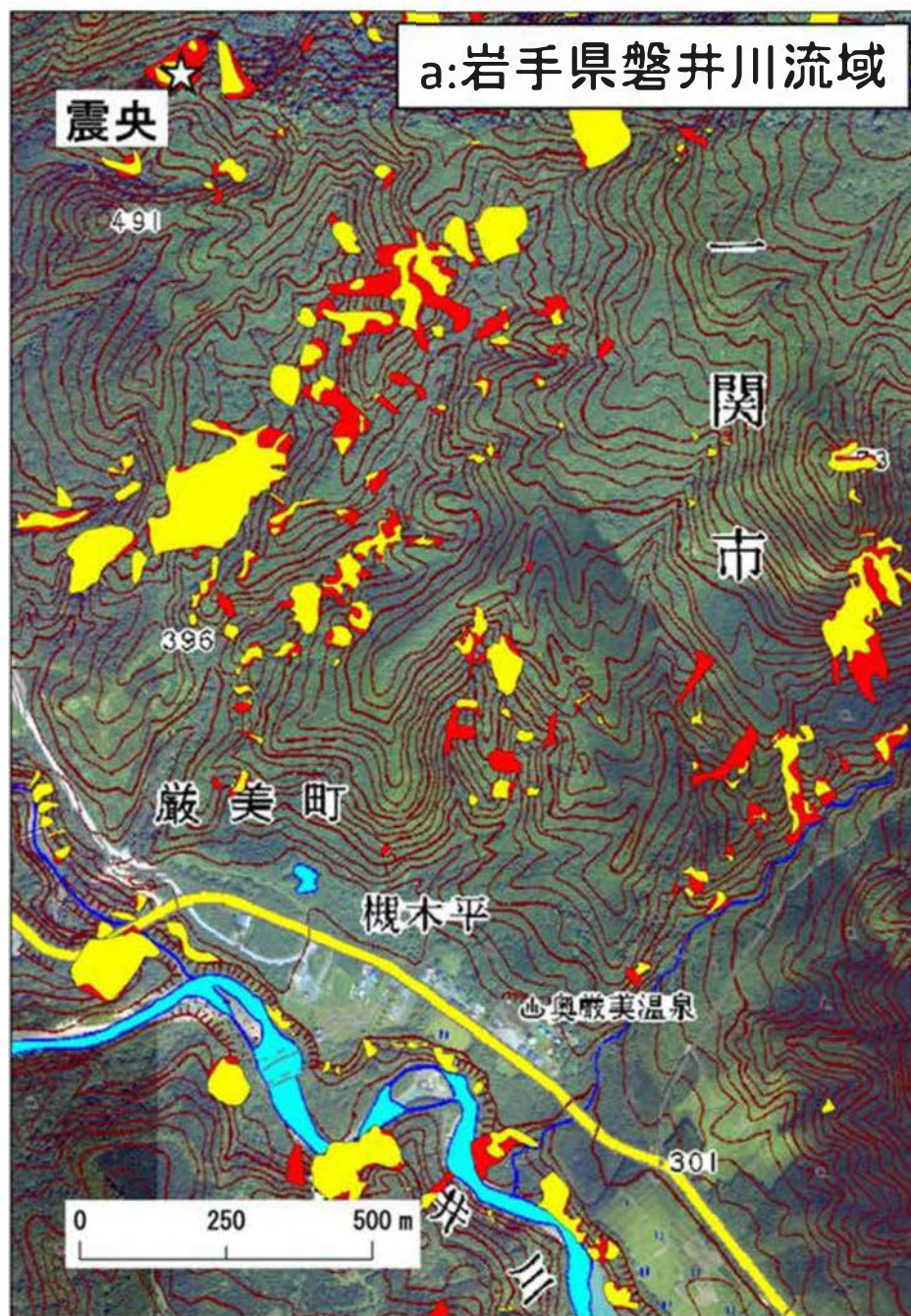


Fig. II-2 調査位置および調査範囲。2008年7月2日に撮影されたALOS衛星画像に調査範囲を記載した。①～④は解析に使用したAMeDASの観測地点；①祭時，●巖美（臨時観測点），③駒の湯，④栗駒深山（臨時観測点）。村上ほか（2013a）より引用，改訂。





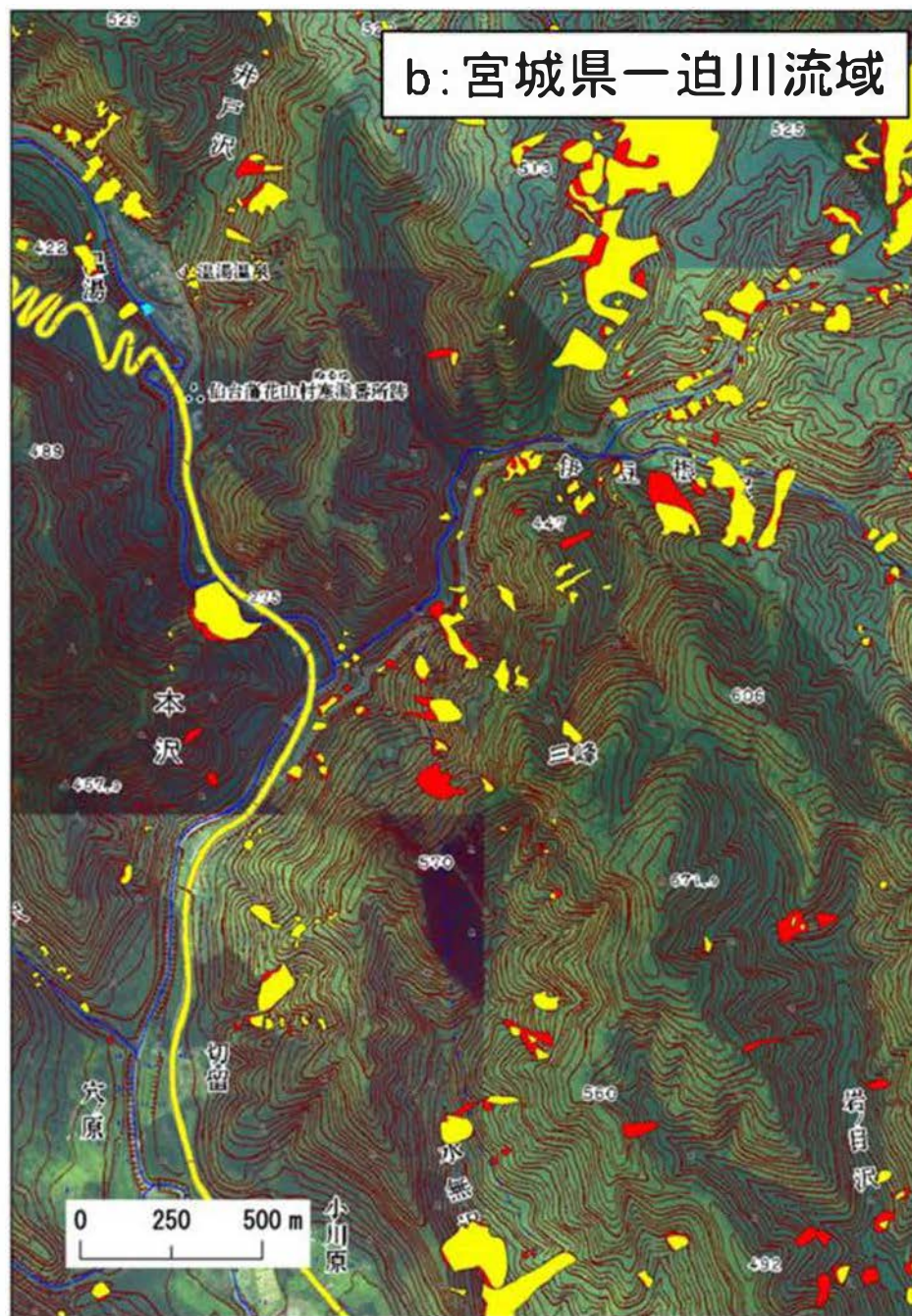
-  地震によって発生した崩壊
-  地震後3ヶ月間に発生した崩壊の拡大
および新たに発生した崩壊

Fig. II-3a 空中写真画像から判読した崩壊地の分布（岩手県磐井川流域）。図は林野庁が2008年9月に撮影した空中写真（オルソ画像）に1/2.5万地形図「高檜能山」を重ねたものに判読した崩壊地を記載した。村上ほか（2013a）より引用，改訂。



- 地震によって発生した崩壊
- 地震後3ヶ月間に発生した崩壊の拡大
および新たに発生した崩壊

Fig. II-3b 空中写真画像から判読した崩壊地の分布（宮城県一迫川流域）。図は林野庁が2008年9月に撮影した空中写真（オルソ画像）に1/2.5万地形図「切留」を重ねたものに判読した崩壊地を記載した。村上ほか（2013a）より引用，改訂。

4. 調査結果

Fig. II-4 に両流域で地震時に発生した崩壊およびその後 3 ヶ月間に発生した崩壊の拡大および新たに発生した崩壊の発生面積およびその割合を示す。両流域の対象とした範囲における地震時に発生した崩壊面積は一迫川流域が約 3.7 km^2 (解析範囲面積に対する発生率: 6.5%), 磐井川流域が 0.85 km^2 (同: 3.8%) と一迫川流域が多い (Fig. II-4 左側の棒グラフ)。しかし, 3 ヶ月経過した時点での崩壊地の拡大あるいは新たな崩壊の発生は, 発生面積では一迫川流域の方が多いが, 各解析範囲内で発生した全崩壊面積に対する発生率でみると, 磐井川流域で 13.7%, 一迫川流域で 12.3% となり, 磐井川流域の方が地震後の崩壊発生率が大きい傾向があった。さらに, 地震後に発生した崩壊を地震時に発生した崩壊の拡大と新たに発生した崩壊の発生面積率でみると (Fig. II-4 右側の円グラフ), 磐井川流域では地震時に発生した崩壊の拡大よりも, 地震後 3 ヶ月に発生した崩壊の 30% 以上を新たに発生した崩壊が占めるのに対し, 一迫川流域では新たな崩壊の発生は 16% であり, 地震時に発生した崩壊の拡大が多い傾向が見られた。いずれにせよ, 対象地域では全崩壊の 1 割以上で地震後の降雨によって崩壊の拡大あるいは新たな崩壊が発生したことが明らかとなった。

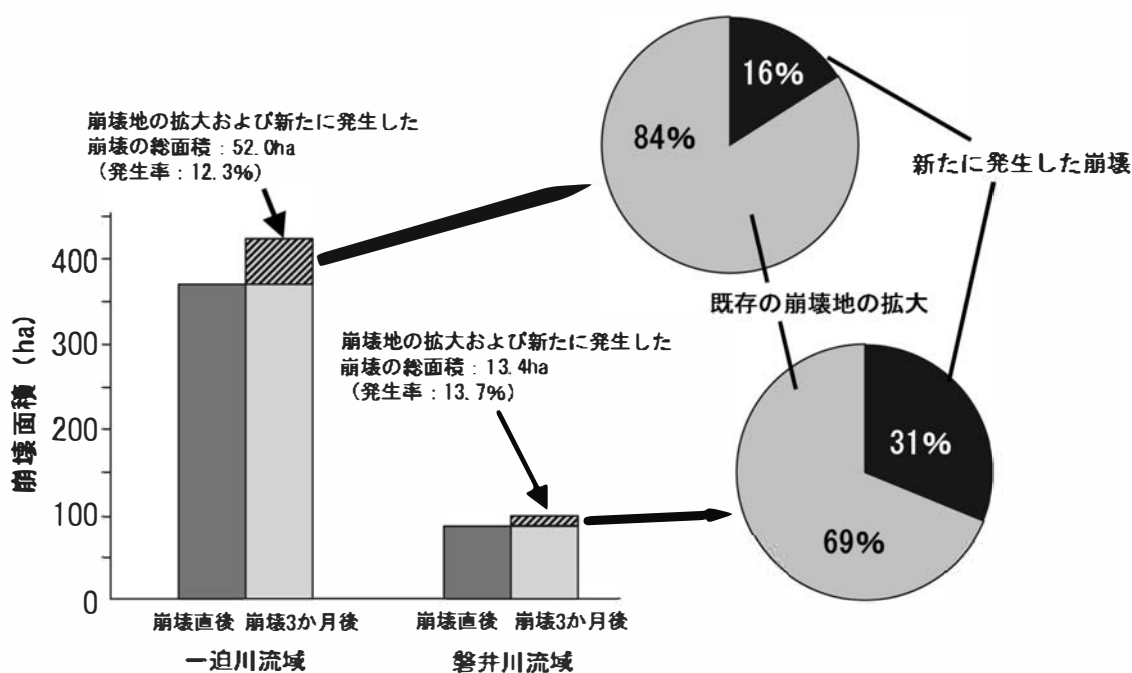


Fig. II-4 流域ごとの地震直後の崩壊面積と地震から 3 ヶ月後 (2008 年 9 月) の崩壊地の拡大および新たに発生した崩壊の面積, およびそれらの発生割合。村上ほか (2013a) より引用。

解析範囲である岩手県磐井川流域と宮城県一迫川流域の地質分布と判読した崩壊地の分布について、Fig. II-5, II-6 に示す。また、解析範囲の地質・傾斜区分ごとの面積分布率、地震時に発生した崩壊の地質・傾斜区分ごとの発生率、および地震後に新たに発生した崩壊の地質・傾斜区分ごとの発生率を Fig. II-7, II-8 に示す。傾斜区分については国土地理院が HP 上で公開している基盤地図情報の数値標高モデル 10m メッシュのデータをダウンロードし、このデータから ArcGIS9.3 を使用して作成した傾斜区分図を使用した。地質の区分は 1/10 万栗駒地熱地域地質図（栗駒地熱地質編集グループ、1986）を参考とした。この地質図において一迫川の流路沿いにのみ分布となっている地質区分の PM（第三紀中新世後期～鮮新世前期湖成層）については、この層の上位に PPw（第三紀鮮新世後期～第四紀更新世前期溶結凝灰岩）が堆積し、キャップブロック状の構造となっていることが北村（1986）などの報告で知られていること、この地質構造が今回の地震時の崩壊の発生に影響を与えていることが指摘されている（大丸ほか、2010；三森ほか、2009）ことから、PPw と PM については、一つのユニットとして取り扱った。磐井川流域での地震後の新たな崩壊は、地震時と同様に第三紀中新世中期～後期の海成層（M1a, M1t, M2l, M2m）で発生率が高く、特に M1a（第三紀中新世後期海成層、酸性細粒～火山礫凝灰岩）で新規崩壊の発生率が高い傾向が認められた（Fig. II-7）。傾斜については、地震後に新たに発生した崩壊は地震時と同様に、勾配が急になるほど発生率が高い傾向があった。一迫川流域では地震時には PPw とその下層の PM のユニットで崩壊発生率が高く、傾斜は急になるほど高くなる傾向であった（Fig. II-8）。一方で、地震後に新たに発生した崩壊の発生箇所は、Tal（第三紀安山岩溶岩及び貫入岩類ほか）で多い傾向が見られた。

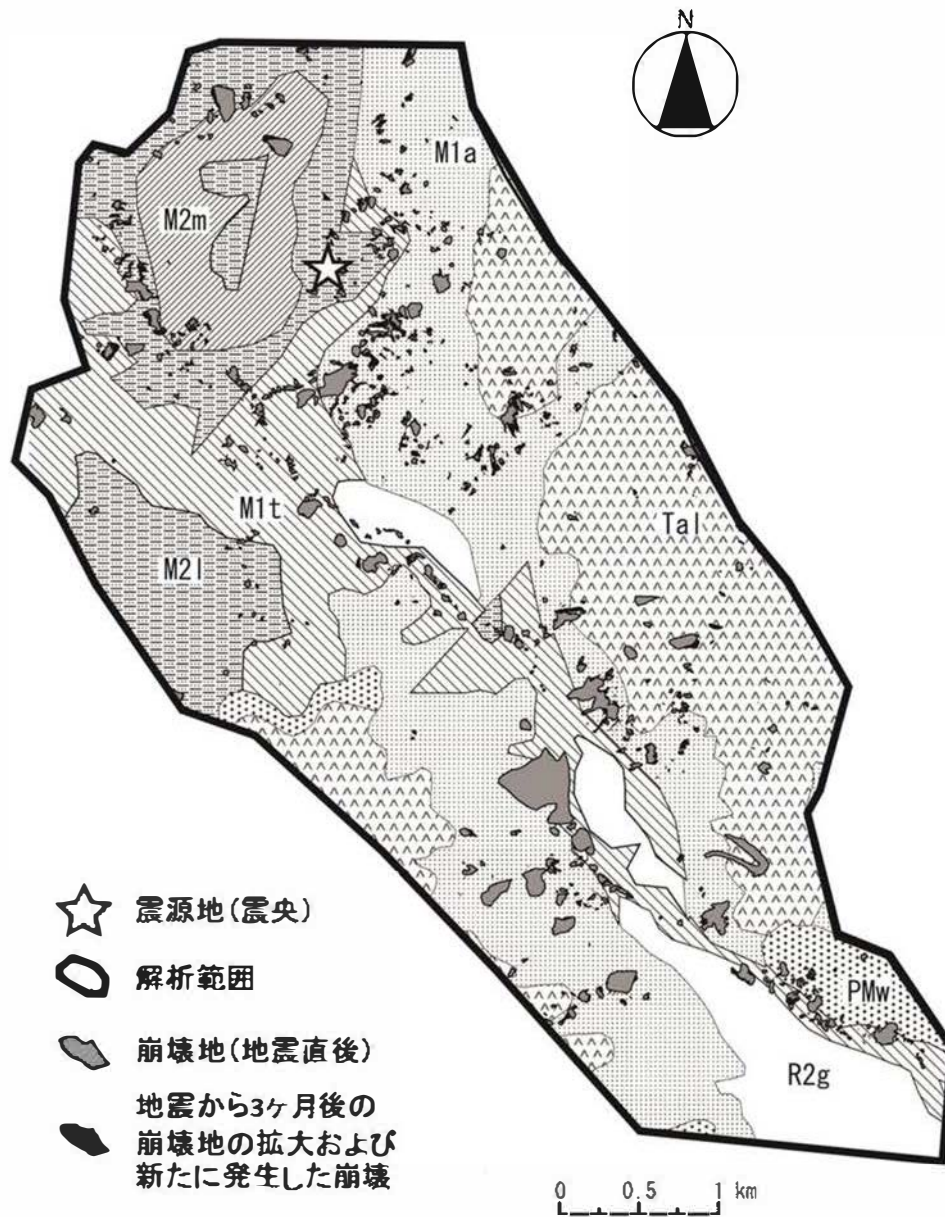


Fig. Ⅱ-5 岩手県磐井川流域の地質分布と崩壊地の関係。地質図は産業技術総合研究所による 1/10 万栗駒地熱地域地質図を基に作成した。地質凡例は次の通り。R2g: 沖積層(上位段丘堆積物), PMw: 第三紀中新世後期~鮮新世前期溶結凝灰岩, Tal: 第三紀安山岩(熔岩)及び貫入岩類ほか, M1t: 第三紀中新世後期海成層(シルト岩・砂岩・凝灰岩), M1a: 第三紀中新世後期海成層(酸性細粒~火山礫凝灰岩), M2l: 第三紀中新世中期海成層(シルト岩), M2m: 第三紀中新世中期海成層(中性~塩基性細粒~火山礫凝灰岩)。村上ほか(2013a)より引用。

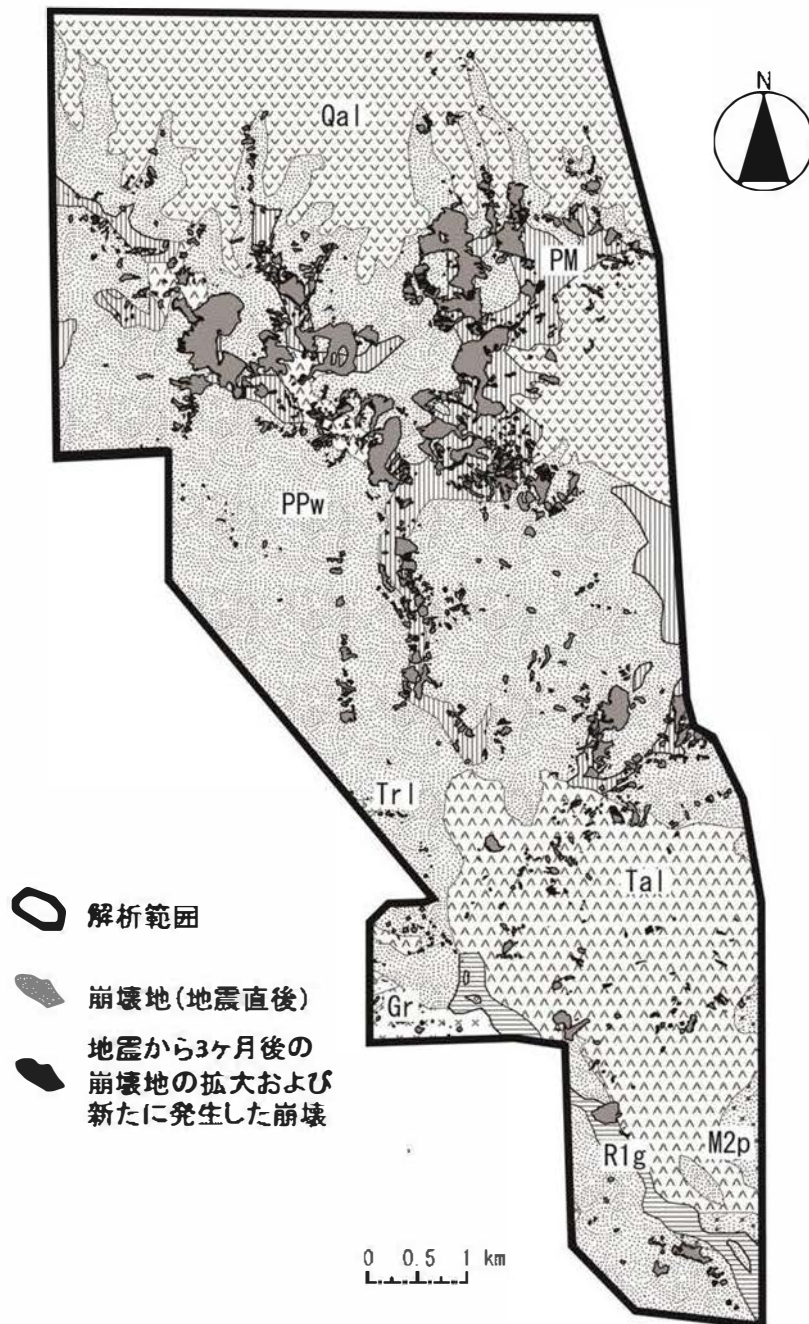


Fig. II-6 宮城県一迫川流域の地質分布と崩壊地の関係。地質図は産業技術総合研究所による 1/10 万栗駒地熱地域地質図を基に作成した。地質凡例は次の通り R1g：沖積層（下位段丘堆積物），Qal：第四紀安山岩（熔岩）PPw：第三紀鮮新世後期～第四紀更新世前期溶結凝灰岩（北川溶結凝灰岩），Tal：第三紀安山岩（熔岩）および貫入岩類ほか，PM：第三紀中新世後期～鮮新世前期湖成層，M2p：第三紀中新世中期海成層（軽石凝灰岩），Trl：第三紀流紋岩（熔岩），Gr：先第三紀花崗岩類。村上ほか（2013a）より引用。

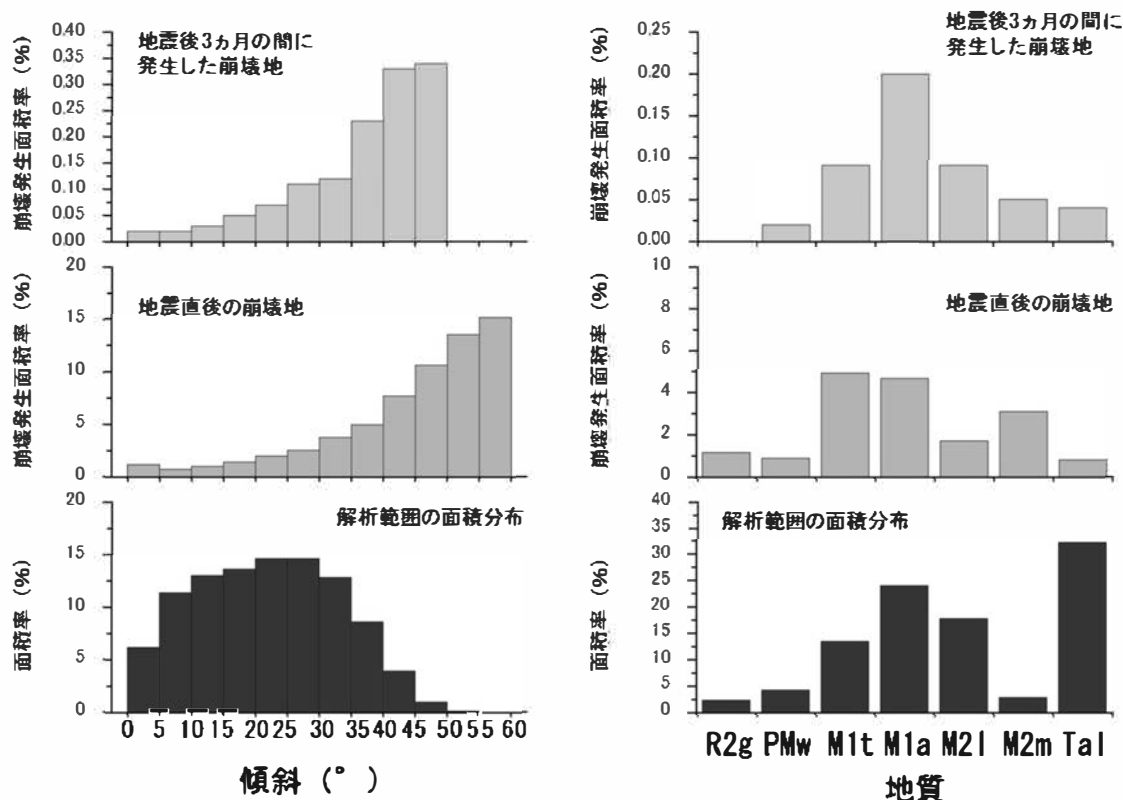


Fig. II-7 磐井川流域における崩壊の傾斜・地質との関係。下段のグラフ：解析範囲内全体の面積分布率，中央のグラフ：地震直後に発生した崩壊の下段に示した地質・傾斜区分の面積に対する崩壊発生面積率，上段のグラフ：地震後3ヶ月の間に発生した新規崩壊の下段に示した地質・傾斜区分の面積に対する崩壊発生面積率。地質の凡例は以下のとおり（引用：栗駒地熱地域地質図編集グループ，1986）。

R2g：沖積層（上位段丘堆積物），PMw：第三紀中新世後期溶結凝灰岩，Tal：第三紀安山岩（溶岩），M1t：第三紀中新世後期海成層（シルト岩・砂岩・凝灰岩），M1a：第三紀中新世後期海成層（酸性細粒～火山礫凝灰岩），M2l：第三紀中新世中期海成層（シルト岩），M2m：第三紀中新世中期海成層（中性～塩基性細粒～火山礫凝灰岩）

村上ほか（2013a）より引用。

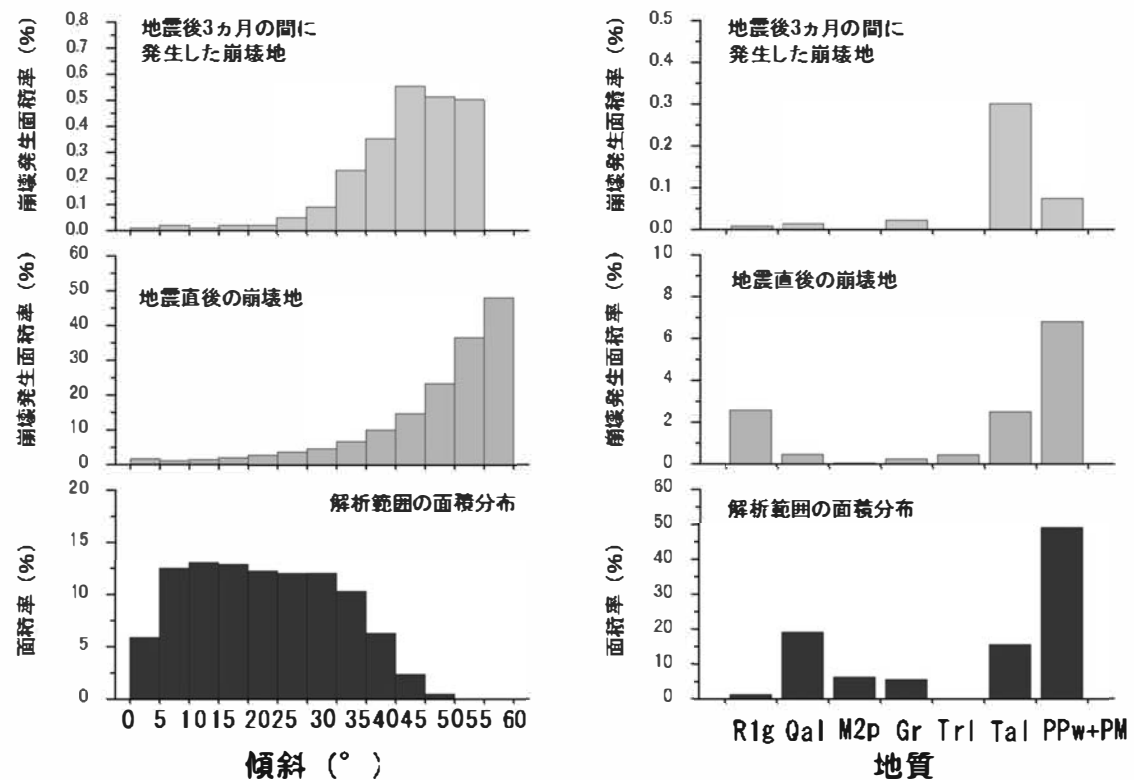


Fig. II-8 一迫川流域における崩壊の傾斜・地質との関係。グラフの解説は Fig. II-5 と同上。地質の凡例は以下のとおり（引用：栗駒地熱地域地質図編集グループ，1986）。R1g：沖積層（下位段丘堆積物），Qal：第四紀安山岩（溶岩）PPw：第三紀鮮新世後期～第四紀更新世前期溶結凝灰岩（北川溶結凝灰岩），Tal：第三紀安山岩（溶岩）及び貫入岩類ほか，PM：第三紀中新世後期～鮮新世前期湖成層，M2p：第三紀中新世中期海成層（軽石凝灰岩），Trl：第三紀流紋岩（熔岩），Gr：先第三紀花崗岩類 村上ほか（2013a）より引用。

5. 地震後に崩壊が発生した際の雨量強度

Fig. II-9 に磐井川流域および一迫川流域の近傍で地震が発生した 2008 年 6 月 14 日以降, 8 月 31 日までに観測された雨量を示す。磐井川流域 (AMeDAS 臨時観測地点「厳美」) では 7 月 11 日と 12 日に時間最大雨量 25mm と 32mm を観測した。日雨量は 8 月 24 日に 84.5mm (時間最大降水量 8mm) を観測した。一迫川流域 (AMeDAS 臨時観測地点「栗駒深山」) では 8 月 19 日に時間最大雨量 21mm を観測し, 日雨量は 8 月 24 日の 115mm (時間最大降水雨量 10mm) が最大であった。これらの雨量強度について, AMeDAS 雨量データ (磐井川流域: 1976 年の観測開始以降の AMeDAS 観測地点「祭時」, 臨時観測地点「厳美」; 一迫川流域: 1976 年の観測開始以降の AMeDAS 観測地点「駒の湯」, 臨時観測地点「栗駒深山」) から岩井・石黒 (1972) を参考に確率降雨を算出したところ, 磐井川流域では 7 月 12 日の時間最大降水量が 2 年から 5 年に一度の確率降雨, ほかは年 1 回程度の確率降雨であった。一迫川流域では 8 月 24 日の日降水量が 2 年に一度の確率降雨, ほかはそれ以下の雨量強度であった。

Table II-1 および II-2 に調査地周辺の AMeDAS 雨量データ (磐井川流域: 1976 年の観測開始以降の AMeDAS 観測地点「祭時」, 臨時観測地点「厳美」; 一迫川流域: 1976 年の観測開始以降の AMeDAS 観測地点「駒の湯」, 臨時観測地点「栗駒深山」) から算出した土壌雨量指数を示す。土壌雨量指数は降った雨による土砂災害危険度の高まりを示す相対的な指標であり, 指数の値が高いほど土砂災害の発生の危険性が高いことを示している (気象庁, 2012)。土壌雨量指数はある降雨後から 24 時間, 降雨が観測されなくなるまでをひと雨とし, ひと雨ごとに算出した。算出式は気象庁 (2012) を参考とした。調査地周辺では地震発生以降, 2012 年まで顕著な豪雨は観測されておらず, とくに地震発生から 3 ヶ月間の雨量から算出された土壌雨量指数は, 両流域とも上位には入らなかった。

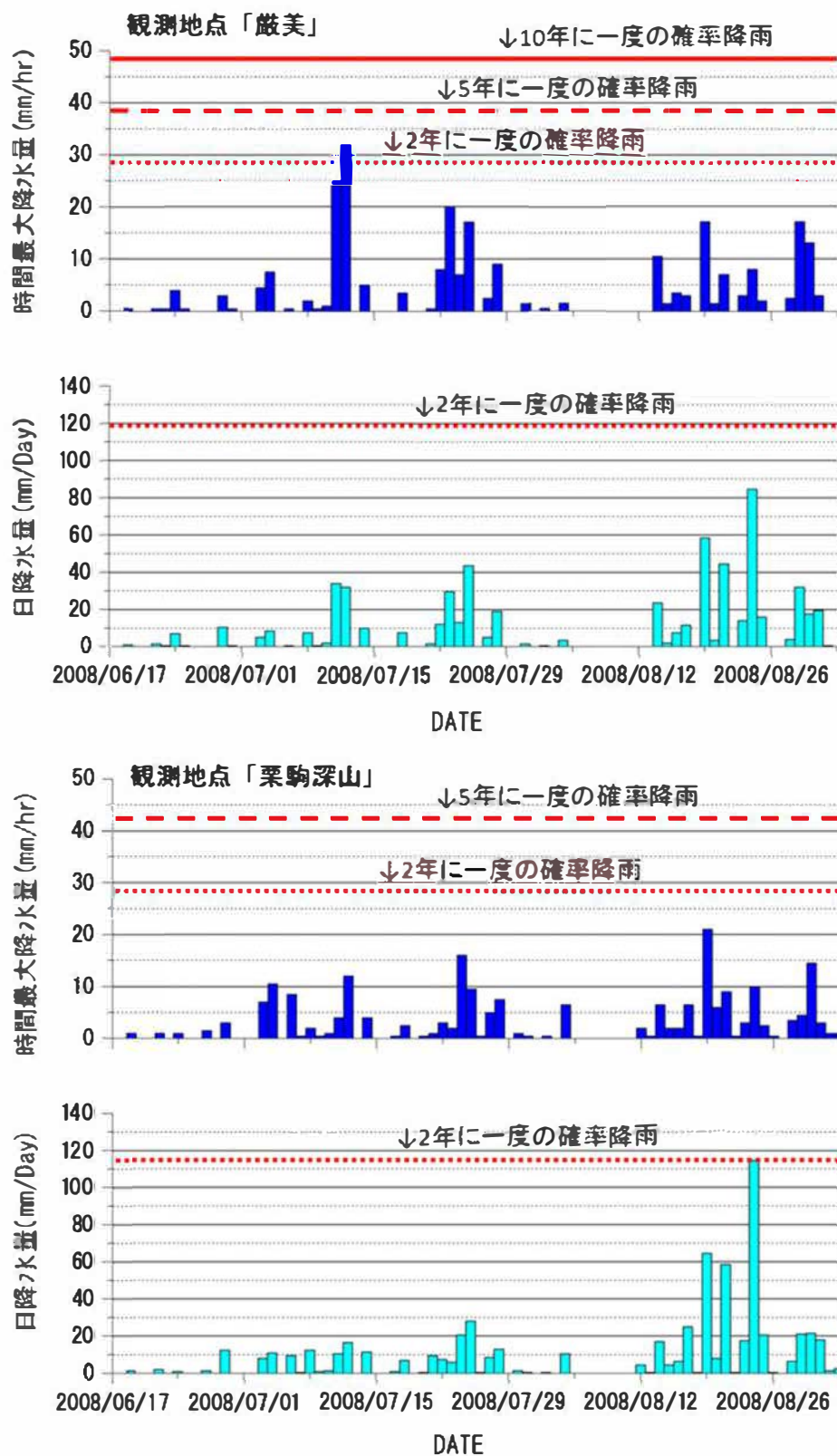


Fig. II-9 地震発生以降の降雨量（観測地点：AMeDAS 臨時観測地点「巖美」，「栗駒深山」）

順位	日付	土壌雨量指数
1	1988/08/29	131.299
2	2012/10/01	118.397
3	1989/08/28	115.640
4	1981/08/23	114.386
5	2015/09/11	110.523
6	1994/09/30	108.167
7	1990/09/20	107.738
8	2013/09/16	105.229
9	2001/09/11	104.748
10	1987/08/29	103.564
11	1979/10/19	101.866
12	1987/08/17	100.548
13	2002/10/02	97.493
14	1986/08/05	94.618
15	1998/09/16	93.989
16	2001/08/22	92.638
17	1981/04/20	91.275
18	2002/07/11	90.348
19	2012/05/04	90.337
20	2000/04/22	89.050

Table II-1 土壌雨量指数の順位（磐井川流域：1976年-2015年）。1976年の観測開始以降の AMeDAS 観測地点「祭時」，臨時観測地点「巖美」より算出。表中の黄色背景の行は地震以降の降雨から算出された値を示している。

順位	日付	土壌雨量指数
1	2015/09/11	135.233
2	1989/08/27	122.527
3	1981/08/23	118.480
4	1979/10/19	108.313
5	1990/09/20	106.998
6	1994/09/30	106.340
7	2012/10/01	103.855
8	1993/06/03	98.610
9	2001/09/11	97.089
10	1993/1/14	95.199
11	2002/10/02	94.319
12	1981/04/20	93.112
13	1999/08/14	90.953
14	2007/09/07	90.646
15	2012/05/04	90.402
16	1988/08/29	89.029
17	1990/08/10	88.333
18	2002/07/11	87.850
19	2001/08/22	87.846
20	1990/11/04	87.525

Table II-2 土壌雨量指数の順位（一迫川流域：1976年-2015年）。1976年の観測開始以降の AMeDAS 観測地点「駒の湯」，臨時観測地点「栗駒深山」より算出。表中の黄色背景の行は地震以降の降雨から算出された値を示している。

6. 考察およびまとめ

調査した両流域では、ともに地震後の降雨によって崩壊の発生が認められたが、流域ごとに差異が見られた。磐井川流域では震源に近いにも関わらず、地震時の大規模な崩壊は一迫川流域に比べると発生しておらず、地震後に発生した崩壊の拡大あるいは新たな崩壊の発生も発生面積は一迫川流域よりも小さかった (Fig. II-4)。しかし、解析範囲内で発生した崩壊の発生割合でみると、磐井川流域の方がやや多くなり、とくに新たに崩壊が発生した割合が一迫川流域よりも多いという特徴があった。新たに発生した崩壊は、地震時に崩壊が発生した地質・傾斜の条件と同じ場所で崩壊の発生率が高い傾向がみとめられたが、とくに M1a (第三紀中新世後期海成層、酸性細粒～火山礫凝灰岩) で高い傾向にあった。一方で、一迫川流域では地質によって地震後の降雨によって発生した崩壊に差異が認められた。地震時に崩壊が多く発生した第三紀中新世後期～鮮新世前期の湖成層 (PM) とその上位の第三紀鮮新世後期～第四紀更新世前期溶結凝灰岩 (PPw) が分布する斜面では、大丸ほか (2010) あるいは三森ほか (2009) により、その地質構造が地震時の崩壊に影響を与えたことが指摘されている。PM とその上位に PPw が分布する斜面では、地震後の降雨による地震時に発生した崩壊の拡大は見られるものの、新たな崩壊の発生は少なかった。大丸ほか (2011) の温湯温泉上流の調査より、崩壊地の背後に存在していた線状凹地に新たな亀裂が入り、斜面が変形していたことが報告されており、地震後の崩壊の拡大はこのような斜面変形が引き金となって拡大に至ったものと推測される。一方で、新たな崩壊の発生は地震直後には崩壊があまり認められなかった新第三紀の安山岩溶岩および貫入岩類ほかからなる Tal が分布する斜面で多く認められる傾向があった。新たに崩壊が発生した斜面およびその近傍の斜面では、地震によって形成されたと判断できる多数の亀裂が確認されている (村上ほか, 2009)。平松ほか (1999) は 1995 年の兵庫県南部地震の際の調査において、地震時に亀裂が発生し、それが弱線 (面) となってその後の降雨の際に拡大することで新たな崩壊が発生したことを報告しており、本調査地でも同様に地震時に斜面に形成された亀裂が弱線 (面) となり、その後の降雨によって新たに崩壊が発生したものと推測される。なお、このことについては、第Ⅲ、Ⅳ章において詳しく述べる。

調査地近傍の AMeDAS 観測地点の 1976 年の観測開始から現在までの降雨データの解析から、日雨量はそれぞれの地域において年 1 回程度の確率降雨、時間最大雨量は 2 年以上 5 年以下の確率降雨であった。調査地周辺で土砂災害が発生した豪雨のうち最も規模が大きいものは 1947 年のカザリン台風および 1948 年のアイオン台風によるものであり、この時の雨量はカザリン台風の際は栗駒山周辺において 300mm 超えるものであり (阿部, 1998)、アイオン台風の際の雨量は一関で 24 時間雨量が 258mm あった (阿部, 1987)。2000 年以降では、2002 年 7 月 9 日～12 日の台風 6 号にともない、北上川支流の砂鉄川流域で土砂流出および洪水を発生された豪雨の報告があるが (牛山, 2002)、その際の雨量は AMeDAS 観測地点「一関」において 172mm (24 時間最大、

「祭時」では 160mm) であった。本調査期間中の降雨量はこの 2002 年の豪雨の半分程度であった。また、算出された土壌雨量指数を見ると、地震以降の降雨は 2012 年の降雨まで上位 20 位にも入ってきていない。野口ほか (2012) は地震直後から 3 ヶ月間の先行土湿指数 (ASI30) を算出したが、その結果も過去に記録した多雨・多雪年時には至っていないことを報告している。以上のことから、地震後に新たに確認された崩壊は、従来この地域では崩壊が発生してこなかった雨量で崩壊が発生したことを示すものとする。

Ⅲ. 二時期の LiDAR データの利用による地震後に崩壊した斜面の崩壊前の地形的特徴の把握

前章では、2008 年岩手・宮城内陸地震によって従来よりも弱い降雨強度でも崩壊が発生しやすくなっている状況について述べた。このように地盤強度が低下した斜面を速やかに抽出し、その危険性を評価する研究は、斜面防災対策の面から必要であると考えられる。従来は空中写真判読や現地調査から亀裂等の崩壊の前兆現象をとらえる試みが行われてきたが(大丸ほか, 2013 など), 精度の向上には至っていない。しかしながら近年, 測量技術が飛躍的に進歩するにおよび, より高精度な地形測量が可能となってきた。これにより亀裂等の崩壊の前兆現象をとらえ, 地盤強度が低下した斜面の特定が可能となると考える。本章では航空レーザー測量 (Light Detection And Ranging あるいは Laser image Detection And Ranging : 以下 LiDAR) によって 2008 年岩手宮城内陸地震前後を含む複数の時期に計測された地表面データを用いて, 地震後の降雨によって崩壊した斜面の崩壊前の地形的特徴を明らかにし, その結果から近隣の崩壊に至っていない斜面において, 同様な地形的特徴を持つ斜面内の微地形を特定した結果について述べる。なお, 本章は村上ほか (2013b) および村上ほか (2017) の一部を引用, 修正したものである。

1. LiDAR データを利用した変形斜面の特定

LiDAR (Light Detection And Ranging あるいは Laser image Detection And Ranging) は Fig. Ⅲ-1 に示すように飛行機やヘリなどからレーザーを照射し, 反射する時間差から照射地点までの距離を算出し, それを基に標高などを計測する手法である。この手法は従来よりも詳細な地形情報を得ることができることから, 複数時期の LiDAR により得られるデータから作成された詳細な地形データを比較することにより, 斜面の変形箇所を特定できると考えた。村上ほか (2013b) は PhotoⅢ-1 で示す宮城県栗原市の栗駒ダムの西方の斜面において 2008 年岩手・宮城内陸地震前後に国土交通省 (地震前) および林野庁 (地震後) によって計測された LiDAR データから数値標高モデル (Digital Elevation Model : 以下 DEM) を作成し, それを基に斜めから光線を照射したときに生じる陰影で地形を立体的に表現した陰影図を作成し, 比較することで, 稜線部に存在する線状凹地内での亀裂の発生を確認し, さらなる解析結果から, 亀裂を境に北西向きの斜面が北西方向に 5m, 鉛直方向で下方に 1m 変形したことを明らかにした (Fig. Ⅲ-2, PhotoⅢ-2)。村上ほか (2013b) の報告は山体崩壊の前兆となる重力性斜面変形を報告したものであるが, 複数時期の LiDAR データを比較することにより, 地震後に崩壊した斜面の崩壊前の地形的特徴を調べ, どのような場所で地震後の降雨により崩壊が発生したかを明らかにすることで, 今後, 崩壊が発生する可能性が高い斜面を特定できると考えた。

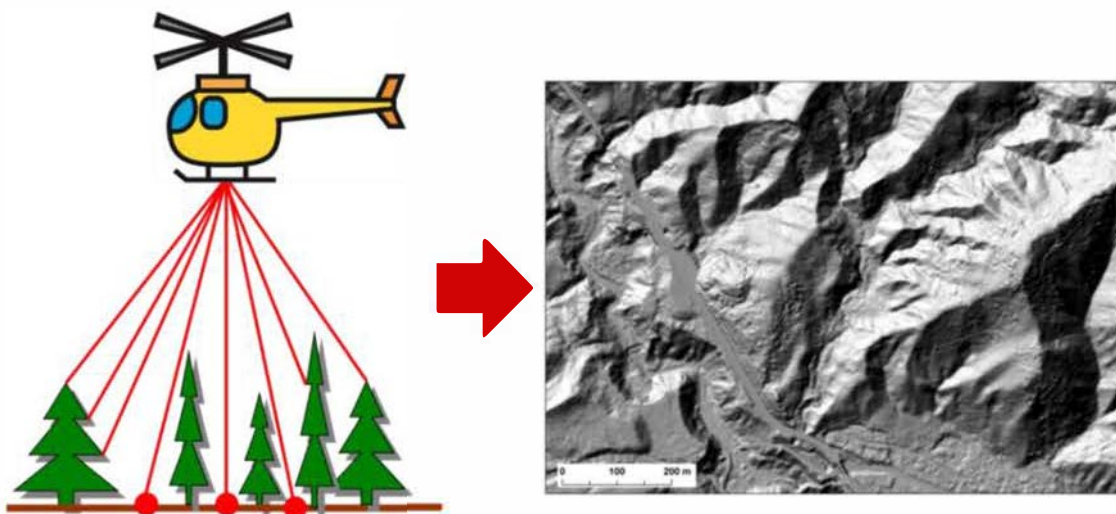


Fig. III-1 LiDAR の概念図。村上 (2016) より引用。



PhotoIII-1 亀裂が確認された斜面（赤枠）。写真からは判読できなかった。撮影位置は Fig. III-3に示す。村上ほか（2013b）より引用。

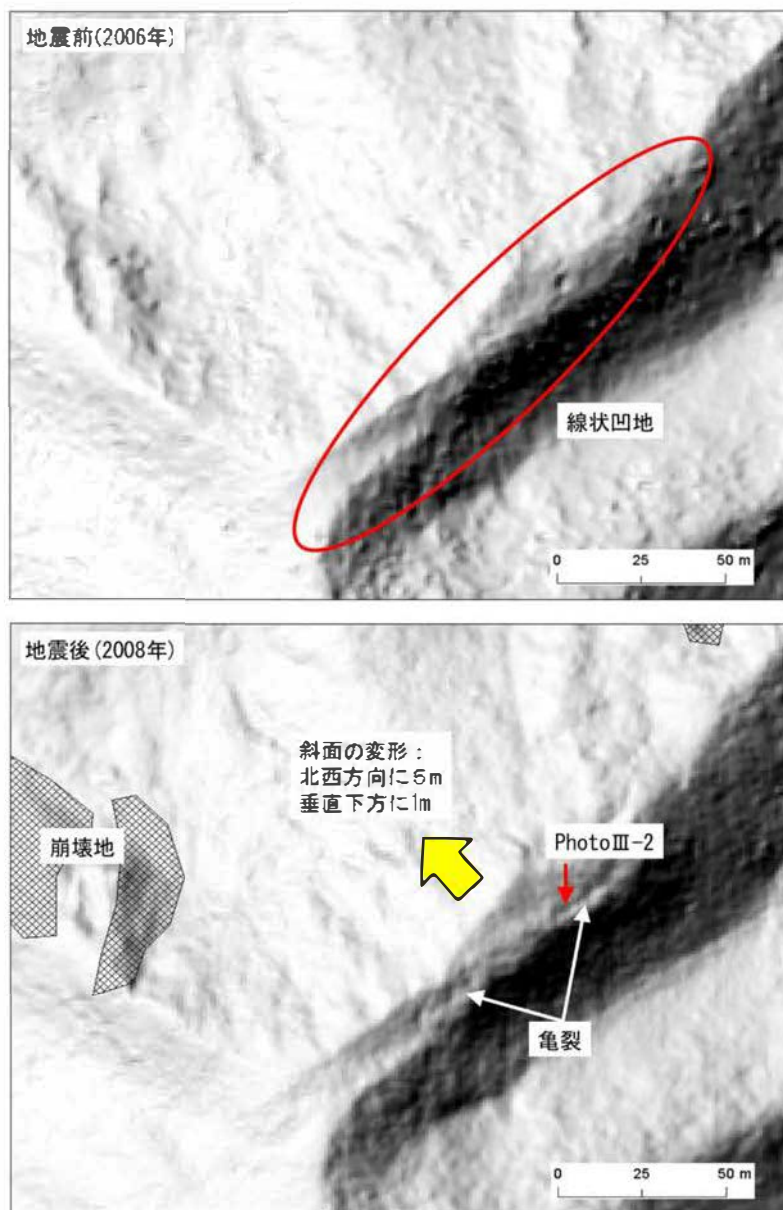


Fig. Ⅲ-2 地震前後のLiDARよりえられたDEMから作成した陰影図。地震前から稜線部に存在した線状凹地（赤枠）内に亀裂が発生し、北西斜面が北西方向に5m、鉛直下方に1m変形した。村上ほか（2013b）より引用，改訂。



Photo Ⅲ-2 線状凹地内で確認された亀裂（白矢印）。亀裂より手前側の斜面が赤矢印（北西）方向に変形していた。村上ほか（2013b）より引用，改訂。

2. 調査地の概要

調査地とした岩手県一関市槻木平地区は 2008 年岩手・宮城内陸地震の震央より 1km ほど南に位置し、地震で崩落した祭時大橋より北東に約 500m 離れた場所に位置する (Fig. III-3)。調査地付近の地質は第三紀中新世後期の海成層 (シルト岩, 砂岩および凝灰岩) である (栗駒山地熱地質グループ, 1986)。調査地およびその周辺には地震にともなう崩壊が多数確認される。第 II 章で述べるように, 調査地が存在する岩手県磐井川流域では地震から 3 ヶ月経過した時点で, その間の降雨により崩壊地の拡大や新たな崩壊が発生し, 崩壊面積は地震直後の 84.4ha から 97.8ha, 発生率では地震直後よりも 13.7% 増加した。そして, 増加した崩壊面積のうちの 31% が新たに発生した崩壊で占められている。

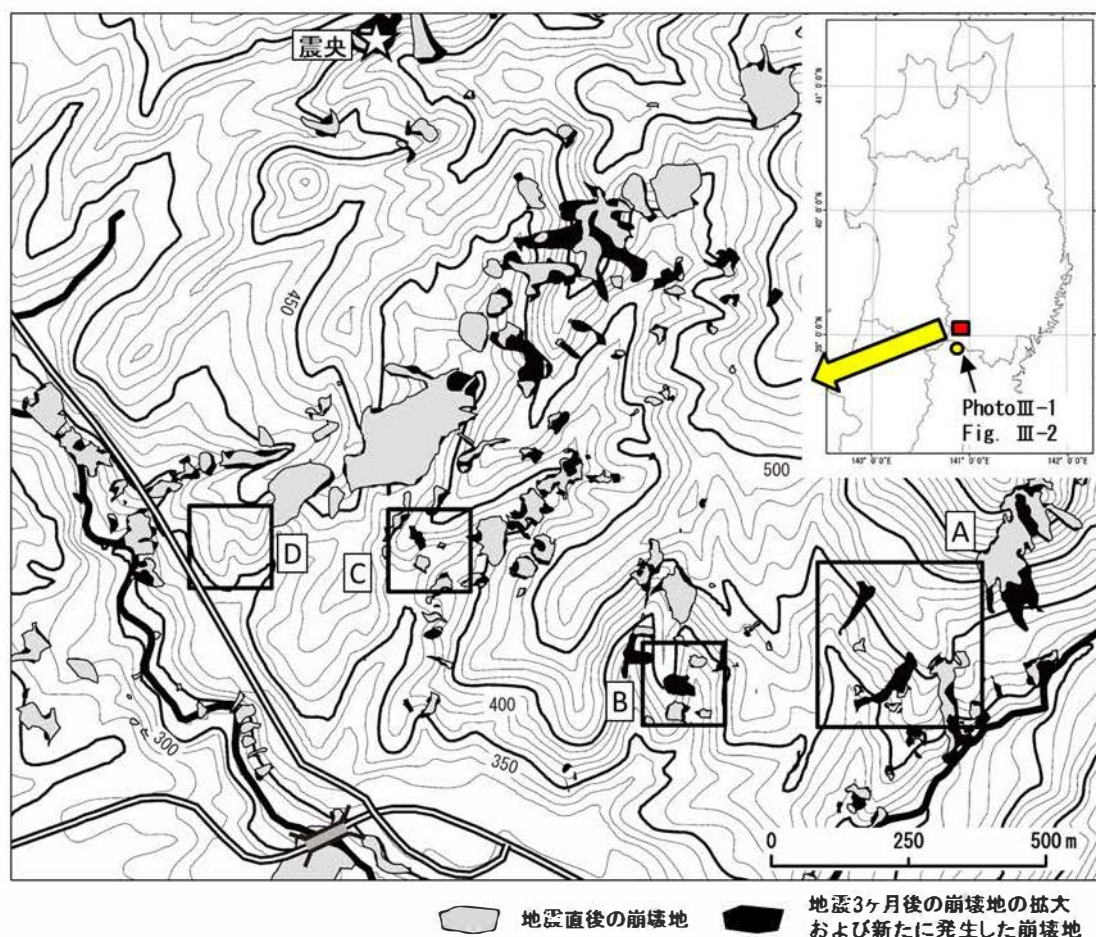


Fig. III-3 調査位置図。村上ほか (2017) より引用, 改訂。

3. 調査方法

本調査では、林野庁東北森林管理局より提供していただいた地震直後と地震3ヶ月後の2008年9月に実施したLiDARより得られた2時期の地形データ、およびLiDARと同時に撮影され、オルソ化された空中写真画像（解像度：72dpi）を使用した。LiDARデータは樹木等を除去（フィルタリング処理）したランダムなグラウンドデータを解析に使用した。まず、空中写真画像の比較から、地震後に新たに崩壊が発生した箇所を判読した。判読された崩壊斜面のうち、Fig. III-4aおよびIII-4bに示す地震後に新たに崩壊が発生した斜面4ヶ所（A1、A2、B、C；それぞれの位置はFig. III-3を参照）について、崩壊前の地形的特徴を2時期の地形データを比較および現地調査から明らかにした。地形データはArcGIS10.2において上記のグラウンドデータから1m解像度のDEMをそれぞれ作成し、それらを基に陰影図（光源方位：315°、光源高度：45°）、等高線図（1m間隔）および断面図を作成して比較した。作成した図の比較から明らかになった地形的特徴については、崩壊していない斜面内に同様の地形的特徴がある場所を特定し、現地調査を行うことで確認した。

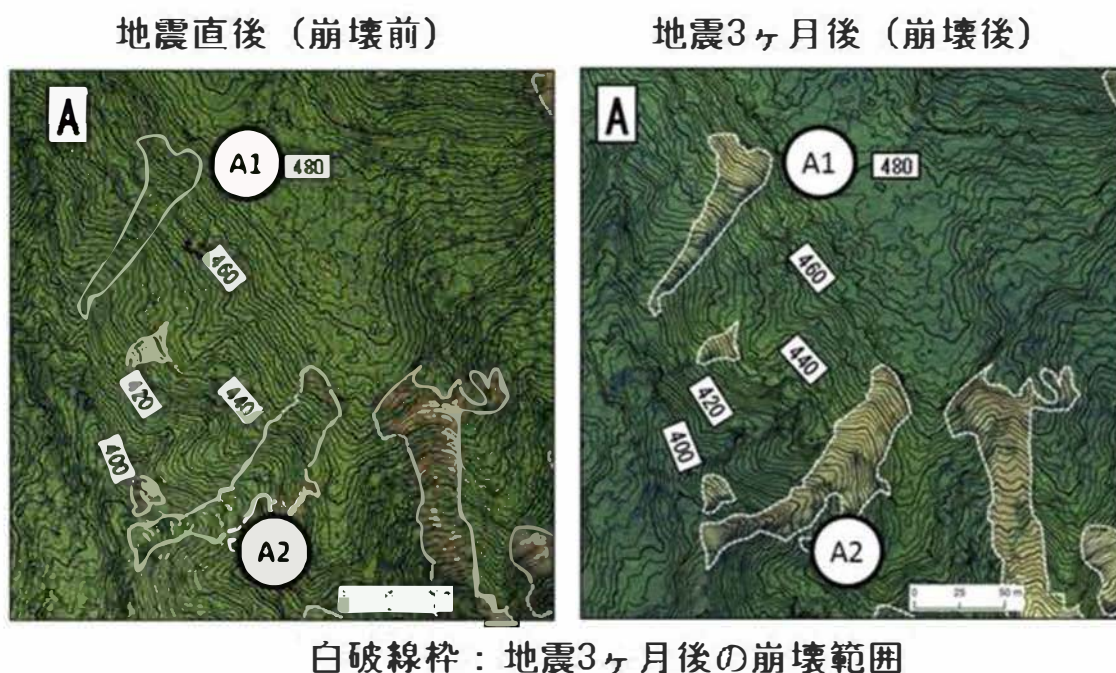


Fig. III-4a 地震後に崩壊が発生した斜面（その1）。左写真：地震直後（崩壊前），右写真：地震3ヶ月後（崩壊後）。写真内のA1およびA2で示した箇所において、地震後に崩壊が発生した。左の写真画像で裸地となっている部分は地震によって発生した崩壊箇所。村上ほか（2017）より引用，改訂。

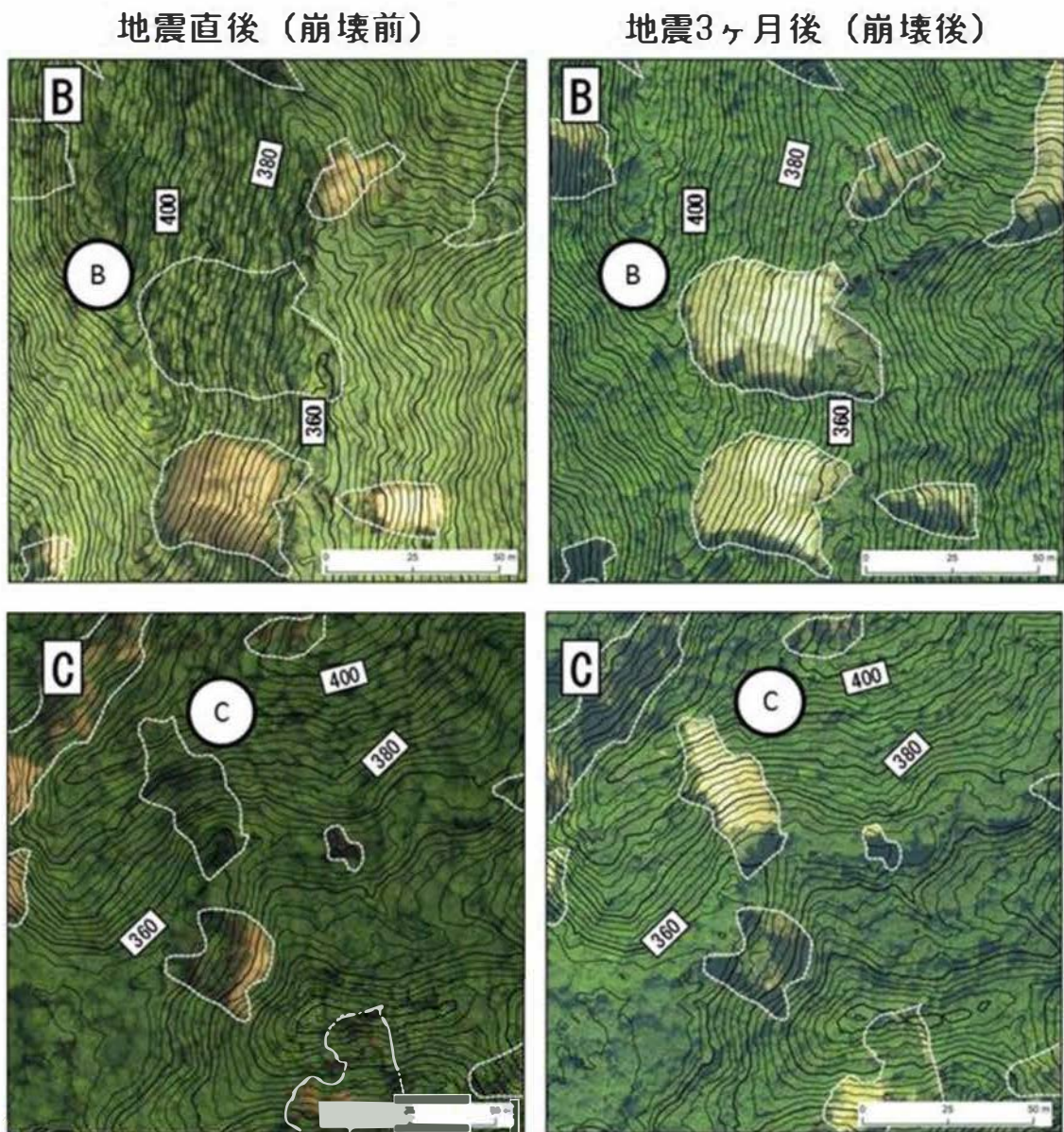


Fig. III-4b 地震後に崩壊が発生した斜面（その2）。左写真：地震直後（崩壊前），右写真：地震3ヶ月後（崩壊後）。写真内のB～Cで示した箇所において，地震後に崩壊が発生した。左の写真画像で裸地となっている部分は地震によって発生した崩壊箇所。村上ほか（2017）より引用，改訂。

4. 調査結果

地震後に崩壊が発生した複数の斜面における地震発生直後、すなわち崩壊が発生する前の等高線図および崩壊前後の断面図を Fig. III-5a, 5b および III-6 に示す。対象斜面において地震後に崩壊が発生した場所では、Fig. III-5a, 5b の等高線図でみると崩壊前はほぼ直線型の斜面形の中に幅、長さが 10~20m 程度の半月または馬蹄形の局所的に傾斜が 20~30 度程度の緩斜面、Fig. III-6 で示す縦断面図でみるとやや凸型となる微地形の存在が認められた。現地踏査から、地震後に崩壊が発生した斜面の崩壊頭部付近には、亀裂の発生が確認されることが多かった (Photo III-3)。

上述した微地形について、まだ崩壊が発生していない斜面での存在を等高線図から判読したところ、崩壊が認められない複数の斜面でも認められた。判読された緩斜面のうち、Fig. III-3 に示す D の領域において現地を踏査し、現況を確認した (Fig. III-7)。Fig. III-7A は領域 D の空中写真 (オルソ画像)、Fig. III-7B は 2006 年 9 月の LiDAR データから作成した 1m 間隔の等高線図に上述した微地形が確認される箇所を点線枠で示した図である。Fig. III-7C は現地を調査し、存在を確認した亀裂の実際の位置を示している。対象とした領域では空中写真、あるいは DEM より作成した陰影図から亀裂そのものは判読することができなかったが、等高線図から 9 か所の緩斜面が判読され (Fig. III-7B)、このうち 8 か所で亀裂の発生が確認された (Fig. III-7C)。亀裂は大きいものでも幅 1.5m、比高は 1m 以下であった (Fig. III-7D1)。亀裂が確認された斜面では、亀裂より下側の斜面が下方に移動し、その下端で斜面がせり出している場所も認められた (Fig. III-7D2)。緩斜面と判読されなかった場所で亀裂が発生していたのは、1 ケ所のみであった (Fig. III-7C)。

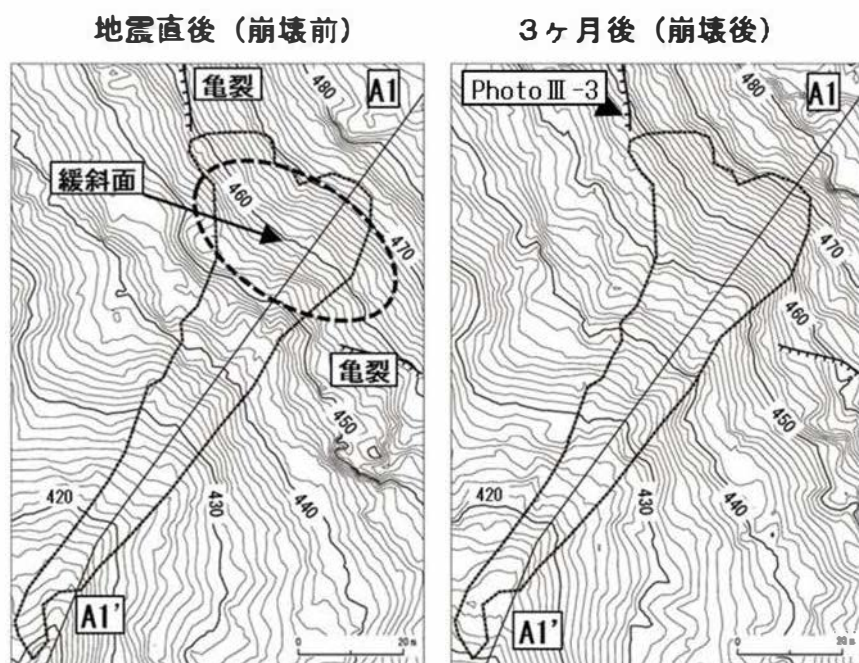


Fig. III-5a
地震後に崩壊した斜面の崩壊前後の等高線図 (その 1)。村上ほか (2017) より引用、改訂。

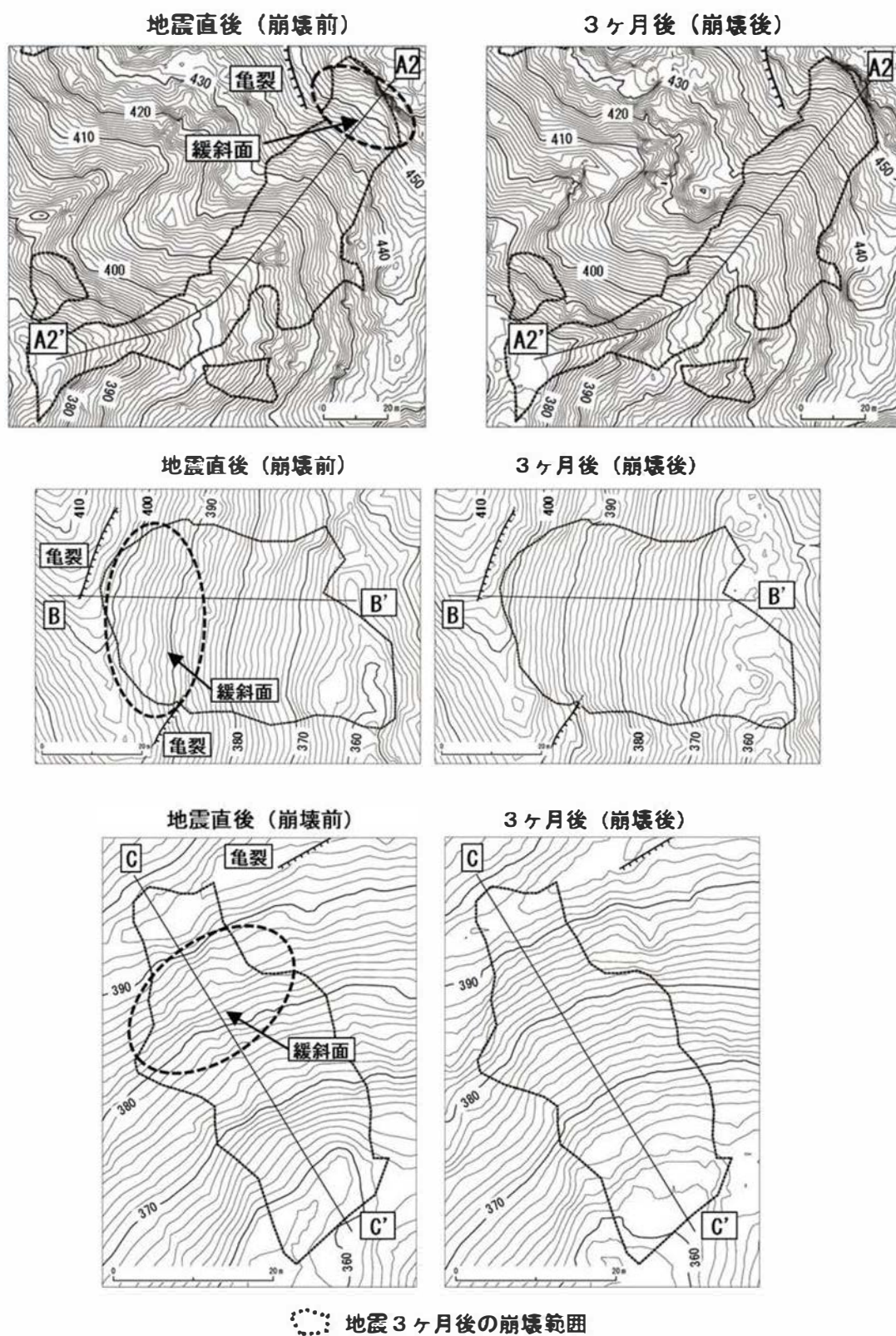


Fig. III-5b 地震後に崩壊した斜面の崩壊前後の等高線図（その2）。村上ほか（2017）より引用，改訂。

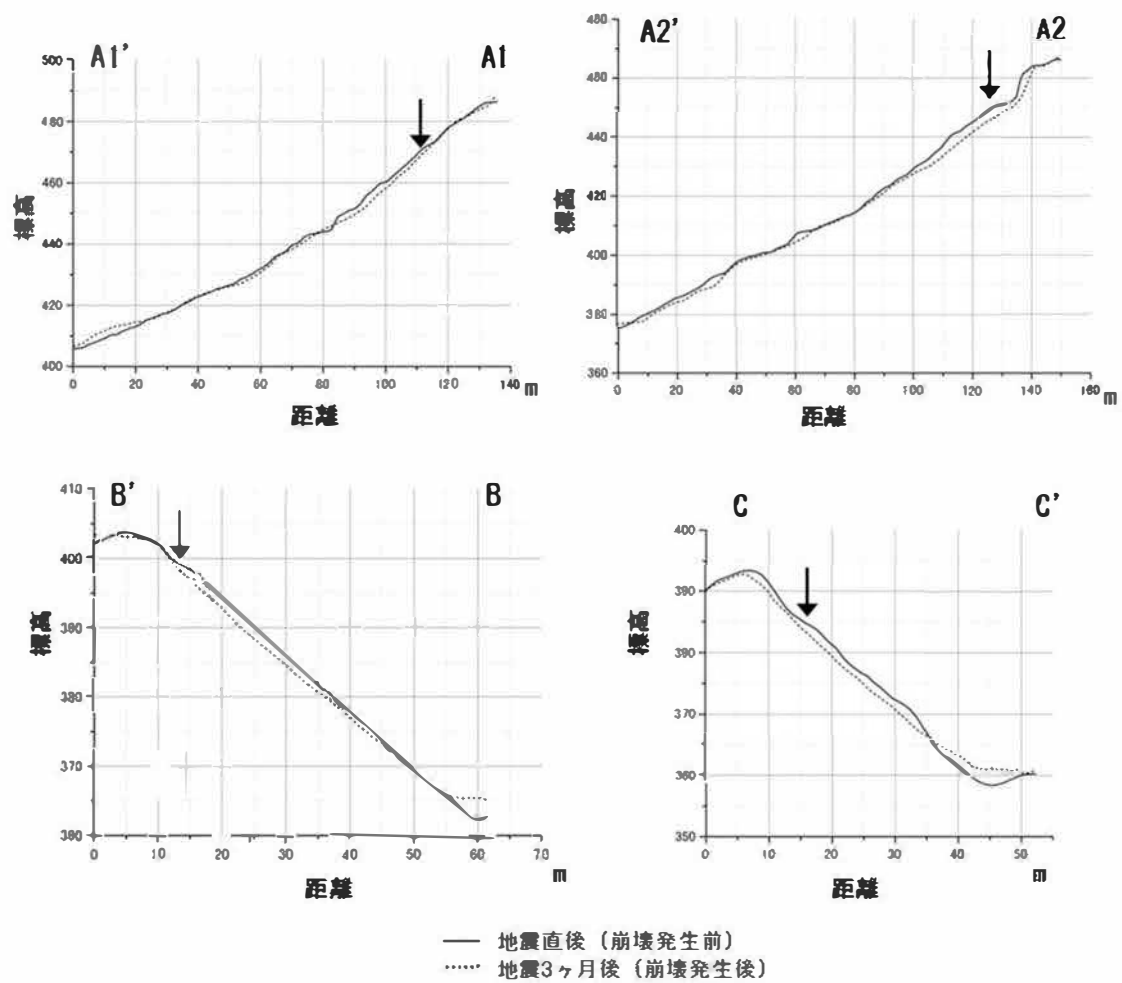


Fig. III-6 地震後に崩壊した斜面の崩壊前後の縦断面図。矢印は崩壊源頭部を示す。崩壊前は緩斜面であったことがわかる。村上ほか（2017）より引用。



PhotoIII-3 A1 の崩壊斜面源頭部で確認した亀裂。2009年6月26日撮影。写真の撮影位置はFig. III-5aに示す。村上ほか（2017）より引用。

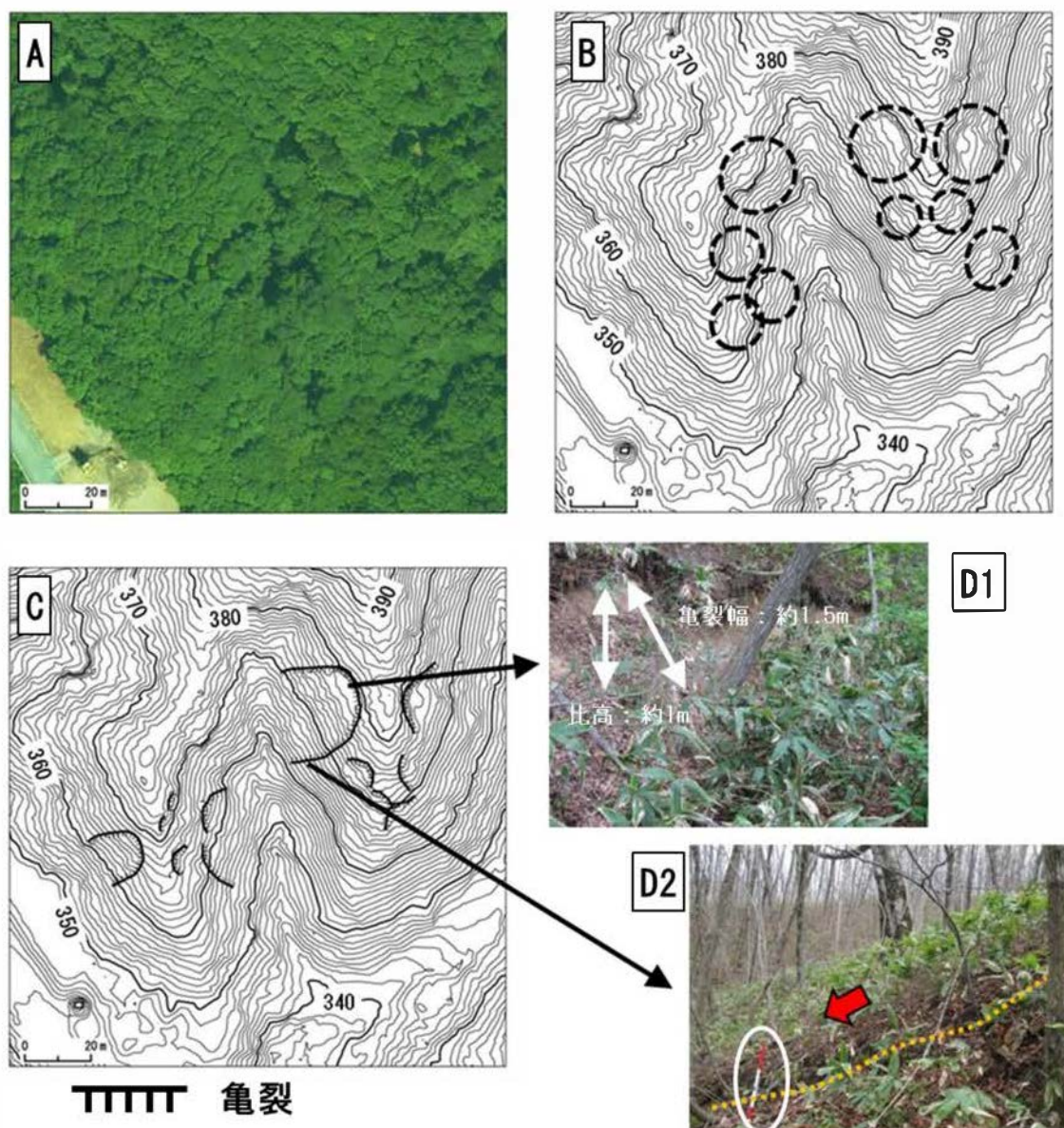


Fig. 7 斜面変形を確認した斜面。A：空中写真（オルソ画像）。B：地震3ヶ月後のLiDARデータより作成した1m間隔の等高線図。点線で囲った領域は判読した緩斜面。C：現地調査で確認した亀裂の位置。D1：亀裂の写真。D2：亀裂（点線）よりその下方斜面（写真奥）が下流側（赤矢印）に変形し、写真左下のポール付近（白枠）でせり出しが認められる。村上ほか（2017）より引用、改訂。

5. 考察およびまとめ

地震後の降雨により崩壊が発生した斜面には、山腹斜面に 20～30 度の緩傾斜で楕円あるいは馬蹄形の微地形が存在していたことが地震直後（崩壊発生前）のデータと崩壊後の LiDAR データの比較から推測された。小山ほか（2009）は 2007 年の集中豪雨により鳥取県西部で発生した崩壊について、2000 年に発生した鳥取西部地震(M7.3)によって斜面に形成された亀裂を頭部として崩壊が発生した可能性を指摘しているが、本調査地においても崩壊斜面の頭部周辺を現地調査すると亀裂が存在することから、緩傾斜な地形上には亀裂が発生していたことが推測され、この亀裂が弱線となってその後の降雨により崩壊が発生したことが推測された。

この推測を確認するため、崩壊が発生していない斜面において同様の地形が存在する場所を判読し、現地で亀裂等の斜面の変形の痕跡を確認した。その結果、複数の場所で亀裂の存在を確認することができた(Fig. III-7C)。現地で確認した緩斜面では、その多くで亀裂が発生していることから、今回の地震により亀裂が発生することに伴って形成されたものと判断された。一方で、亀裂が発生していないものの、緩斜面の形成が認められる山腹斜面も存在した。このため、地震前に形成されていた緩斜面に亀裂が発生した可能性もある。いずれにせよ地震後の降雨によって崩壊した斜面には、地震によって亀裂が発生した緩斜面が存在し、それらを頭部として崩壊が発生したと判断された。これらの亀裂は多くが空中写真、あるいは DEM より作成した陰影図から判読することができなかった。これらの亀裂は幅が大きなものでも 1.5m 以下、比高も 1m 以下であったことから、今回使用した DEM の解像度では判読が困難であったと考える。しかし、今回の調査手法のように等高線図および断面図を作成し、緩傾斜で楕円あるいは馬蹄形、縦断面図では凸型の微地形をなす斜面を判読することにより、亀裂の存在する斜面位置をある程度特定することは可能であると考ええる。なお、調査地では稜線部にも多数の亀裂が存在するが、今回の手法で特定することは難しかった。稜線付近はもともと緩傾斜であり、今回報告する直線形の斜面の中から半月または馬蹄形の局所的な緩傾斜の斜面を特定するような手法で亀裂を捉えることは難しいと考える。稜線部における亀裂の発生位置の特定については、Fig. III-2 で紹介した、村上ほか(2013b)が地震前後の LiDAR データを比較することにより稜線部の亀裂を特定したように、地震前後の LiDAR データを比較することによって可能となる。

IV. 大規模な起災現象後に発生する表層崩壊に関与する地形・地質（地盤特性）の検討

前章において、複数時期の LiDAR データを比較することで地震後の降雨によって崩壊した斜面には崩壊前に共通の地形的な特徴があることを述べた。そして、崩壊していない斜面において同様の地形的な特徴のある場所を特定し、崩壊の兆候となる亀裂などの斜面変形の発生した痕跡を現地調査から確認した。本章では確認した斜面の崩壊リスクについて、現地で行った簡易貫入試験および土質断面調査の結果より検討する。本章の内容は村上ほか（2017）の一部を引用、改訂した。

1. 調査地の概要および調査方法

現地調査は前章の Fig. III-3 に示す D の範囲で実施した。前章の Fig. III-7 に示すとおり、調査範囲の斜面には半円あるいは馬蹄形の緩斜面が存在し、そこには地震の際に発生した亀裂が形成されている（Fig. IV-1）。調査は Fig. IV-1 で示す A、B、C および D の範囲で行った。A と B の斜面では亀裂を斜面傾斜方向に縦断する測線を設定し、測線に沿って簡易貫入試験を行った。簡易貫入試験は、吉永・大貫（1995）などで報告されるように、5kg のおもりを 50cm の高さから落下させたときの運動エネルギーで、直径 25mm、先端角 60°のコーンを貫入させるのに対する土層の抵抗の鉛直的な変化を計測し、計測された Nc 値（10 cm 貫入するのに要したおもりの落下回数）で表される貫入に対する土層の抵抗から、土層の物理的性質を推定する簡易的な調査手法である。本調査では簡易貫入試験によって深さごとの土層の硬さの把握を行うとともに、掘削による土質断面調査を行った。B の範囲では隣接する亀裂の発生が確認されない斜面についても同様の調査を行い、亀裂の発生した斜面と土質状況の違いを比較した。C の斜面では確認された亀裂の上方と下方で、D の斜面では亀裂の発生していない緩斜面を縦断する方向に簡易貫入試験を行った。

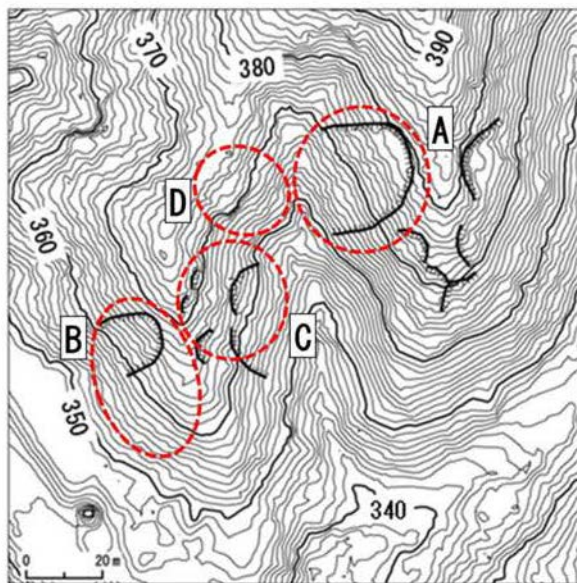


Fig. IV-1 調査位置図

2. 調査結果

試験を行った斜面の縦断面図とその結果を Fig. IV-2, IV-3, IV-4 および IV-5 に示す。Fig. IV-2 で示す亀裂より上方の斜面 (P1 および P5) では、表層より 50~80cm の深さまでは Nc 値が 5 以下の軟弱な層がつづき、それより深くなると Nc 値が 40 以上の硬い層となる。一方で亀裂より下方の斜面では、表層より 50~80cm の深さまでは Nc 値が 5 以下であるが、それより深くなると Nc 値が大きくなり 10~30 程度の範囲を示す層が 100~250cm ぐらいまでつづく。またこの深さの Nc 値は深さによって値の変動が比較的ばらつくのが特徴である。その層内に Nc 値が 5 以下の軟弱な層が深さ 150~250cm の間に 10 cm 以下の層厚で現れ、その後 40 以上の硬い層が現れた。

Fig. IV-3 では同じ斜面において亀裂が存在する場所 (Fig. IV-3b: 縦断面 B-B' 付近) と隣接する亀裂が存在しない場所 (Fig. IV-3b: 縦断面 C-C' 付近) を比較した。Fig. IV-3 で示す斜面は等高線図からは緩斜面の存在が認識できなかったが、縦断面図 (Fig. IV-3c) を比較すると、亀裂が存在する縦断面 B-B' では、亀裂より下方斜面が亀裂の存在しない縦断面 C-C' に比べ凸型の形状となっていた。縦断面 B-B' の亀裂付近 (P6, P7) および亀裂より下方の P8 では表層より 50~80cm の深さまでは Nc 値が 5 以下であるが、それより深くなると Nc 値が大きくなり 10~30 程度の範囲を示す層が 100~200cm ぐらいまでつづき、その層内に P6 と P7 では Nc 値が 5 以下、P8 でも Nc 値が 10 未満の層が 10 cm 以下の厚さで現れ、それ以後で Nc 値が 40 以上の硬い層が現れる構造となっていた。亀裂のある斜面の一番下方、せり出しよりも下方の P9 は表層から 60 cm から Nc 値が大きくなり 80 cm 付近から Nc 値が 40 以上の硬い層となっていた。亀裂の存在しない縦断面 C-C' では、表層より 50~80cm の深さまでは Nc 値が 5 以下の層がつづき、その後徐々に硬くなるが、Nc 値が 10~30 の層は P11 で 30 cm, P12 で 20 cm 程度の層厚であり、P10 と P13 ではほとんど認められなかった。また、Nc 値が 5 以下の層は P11 で認められるものの、他の地点では認められず、100 cm より深くなると Nc 値が 40 以上の硬い層となる構造であった。Fig. IV-4 に示す斜面においても亀裂より下方の調査地点である P15, P18, P19 のうち、P15 と P19 において Nc 値が 10~30 の層が現れ、その層内あるいはその層と下層の Nc 値が 40 以上の硬い層との境界に Nc 値が 10 未満の層が現れる構造が認められた。P18 は Nc 値が 10~30 の層は認められず、Nc 値が 40 以上の硬い層の上層に Nc 値が 10 未満の層が 100 cm 以上の厚さで認められた。表層から Nc 値が 40 以上の硬い層までは 150 cm 以上の深さがあった。一方で、亀裂より上方の斜面 (P14, P16, P17) では Nc 値が 10~30 の層および Nc 値が 10 未満の層が認められないか、認められても薄く、表層から 100 cm 未満の深さで Nc 値が 40 以上の硬い層が現れる傾向が認められた。

Fig. IV-5 は Fig. IV-1 に示す D の斜面での簡易貫入試験の結果を示している。D の斜面は亀裂の発生は確認されなかったが、陰影図および等高線図から緩斜面が判読できる斜面である。ここでは緩斜面を縦断する方向で簡易貫入試験を行った。その結果、緩

斜面より上方の P20~P22, および緩斜面より下方の P25, P26 では Nc 値が 10~30 の層および Nc 値が 10 未満の層が認められないか, 認められても薄く, 表層から 70 cm 未満の深さで Nc 値が 40 以上の硬い層が現れる傾向が認められた。一方で, 緩斜面の中央部 (P23) およびその下方の遷急線の直下に位置する P24 では Nc 値が 10~30 (ここでは 40) の層が現れ, その層内あるいはその層と下層の Nc 値が 40 以上の硬い層との境界に Nc 値が 10 未満の層が現れる構造が認められた。またこの 2 地点のみ Nc 値が 40 以上の層までの深さが 120 cm 以上とこの 2 地点より上方あるいは下方の斜面位置での簡易貫入試験の結果よりも深かった。

土層構造を確認するために Fig. IV-2 および IV-3 に示す地点 a, b, c において掘削調査を行った。結果を Fig. IV-6, IV-7 および Fig. IV-8 に示す。Fig. IV-6 および IV-7 は亀裂の下方, 斜面がせり出した部分での掘削した結果, Fig. IV-8 は亀裂のない斜面で掘削した結果を示している。Fig. IV-7 および IV-8 は隣接する斜面での調査結果であり, それぞれの掘削位置からは土質試料を層ごとに採取し, 乾燥密度を算出した。Fig. IV-6 に示す土質断面では, Nc 値が 10~30 程度に該当する層は風化が激しい凝灰岩の岩盤で, 多くの割れ目が見られた。この割れた岩盤の硬さは場所によって差が大きく, やわらかいものは手で割れる程度の硬さしかなかった。Fig. IV-2 で示した Nc 値が 5 以下の軟弱な層と推定される場所はこの風化が激しい岩盤の層内あるいは風化が進んでいない岩盤との境に挟在しており, 確認した場所では最大でも 10cm 程度の層厚しかなかった。土質はシルトあるいは粘土からなっていた。Fig. IV-7 に示す土質断面は, Fig. IV-6 に似た構造を示した。Nc 値が 10~30 程度に該当する層は風化が激しい岩盤であり, Nc 値が 5 以下の層はシルトあるいは粘土からなっていた。一方で Fig. IV-8 に示す亀裂のない斜面での掘削調査の結果では, Nc 値が 10~30 に該当する風化が著しい岩盤は認められるが, Nc 値が 5 以下の層は存在しなかった。

Fig. IV-7 および Fig. IV-8 では層ごとに土質試料を 100ml の採土円筒で採取し, 試料ごとの乾燥密度を計測した。その結果, 表層付近を除く試料のほとんどの乾燥密度が 0.9g/cm^3 以上の値であったのに対し, 亀裂が発生した斜面に存在する Nc 値が 5 以下の層では乾燥密度は 0.79g/cm^3 と, ほかの層に比べて小さい値となっていた。

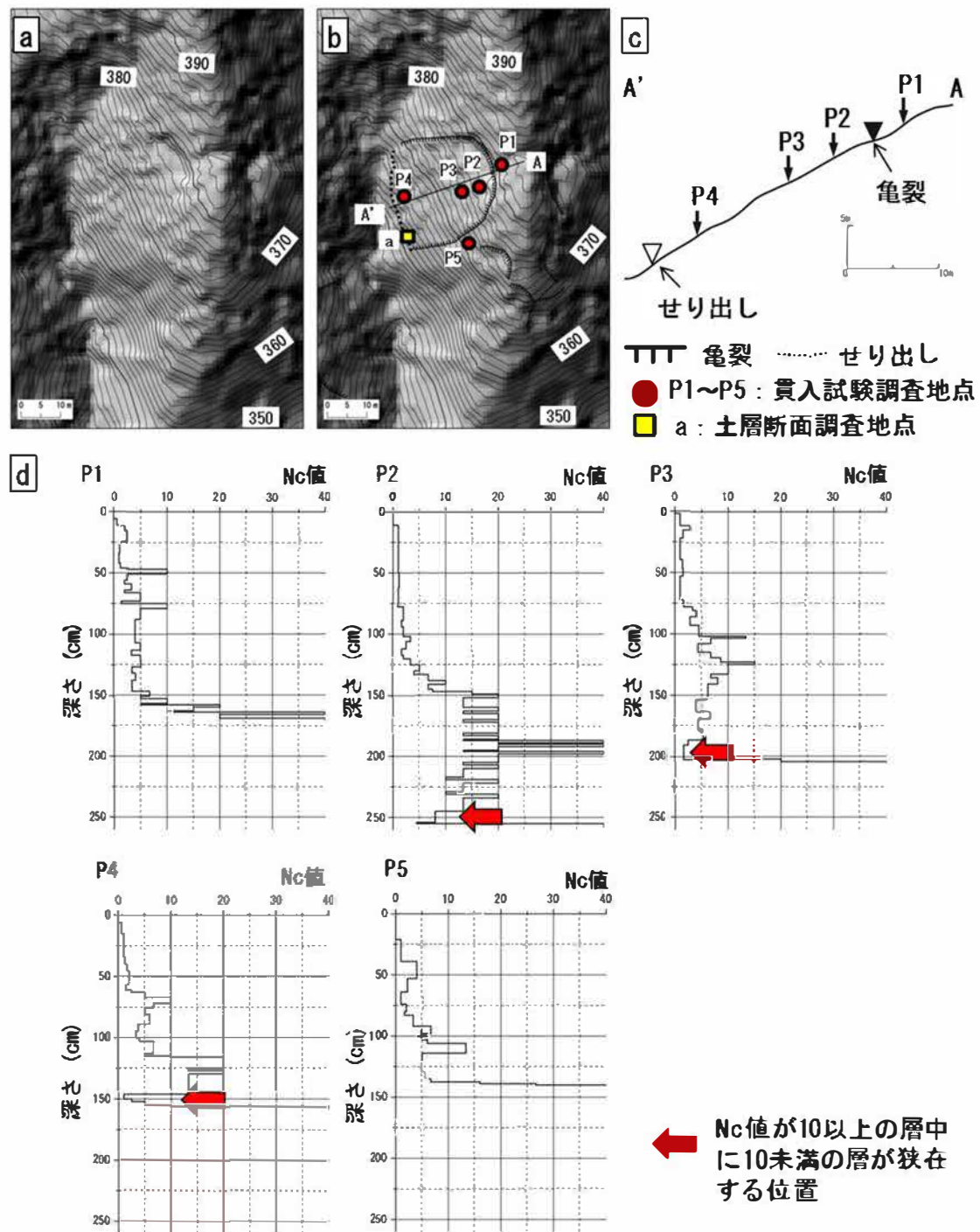


Fig. IV-2 A 区域における簡易貫入試験結果。a: 陰影図 (光源方位 315° , 光源高度 45°) および等高線図 (1m 間隔)。b: Fig. IV-2a に亀裂および貫入試験調査地点と土層断面調査地点, ライン A-A' の縦断面位置を示した図。c: ライン A-A' の縦断面図。d: 調査位置ごとの貫入試験結果。村上ほか (2017) より引用, 改訂。

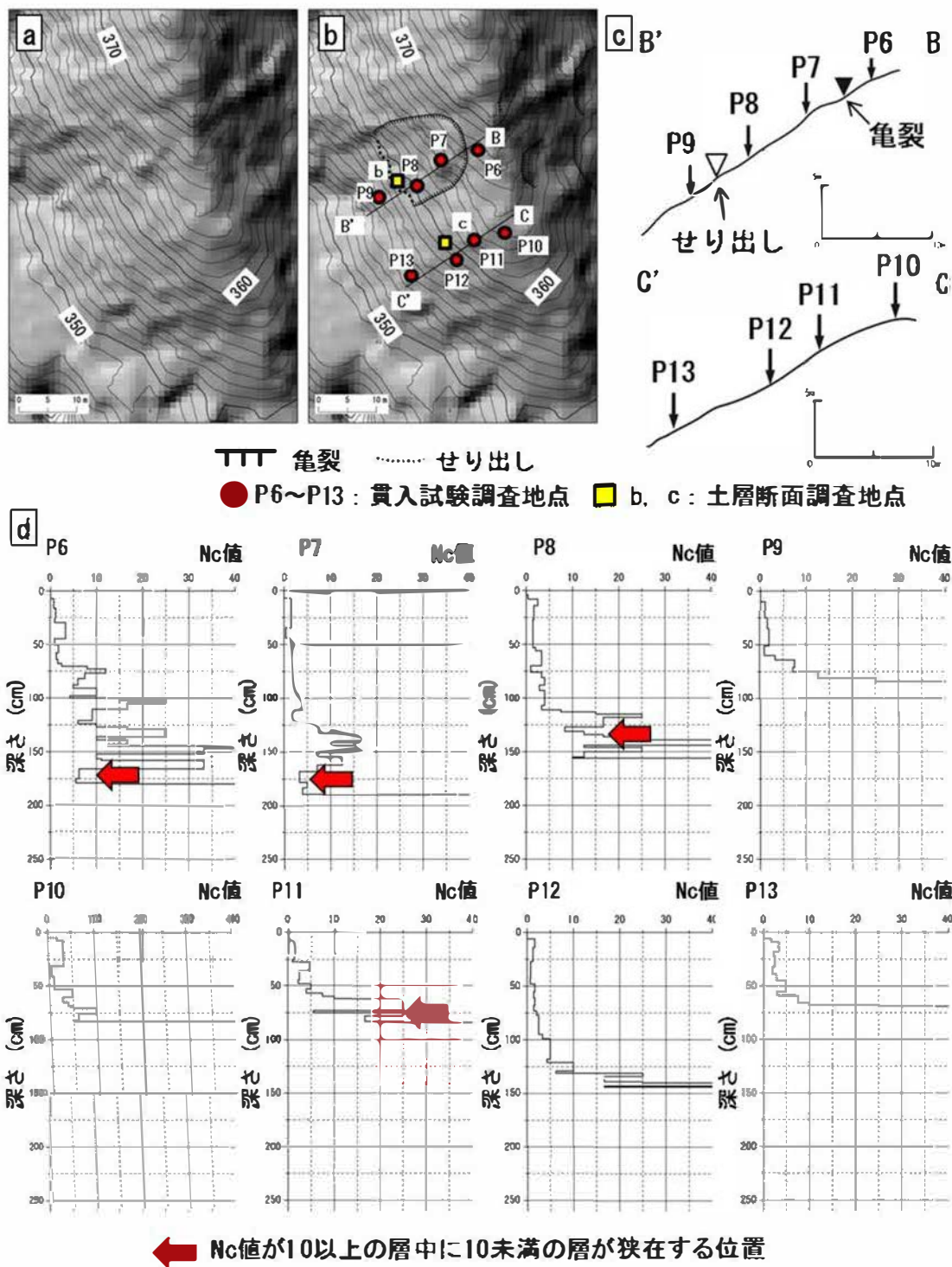


Fig. IV-3 B 区域における簡易貫入試験結果。a : 陰影図（光源方位 315° ，光源高度 45° ）および等高線図（1m 間隔）。b : Fig. IV-3a に亀裂および貫入試験調査地点と土層断面調査地点，ライン B-B' および C-C' の縦断面位置を示した図。c : ライン B-B' および C-C' の縦断面図。d : 調査位置ごとの貫入試験結果。村上ほか（2017）より引用，改訂。

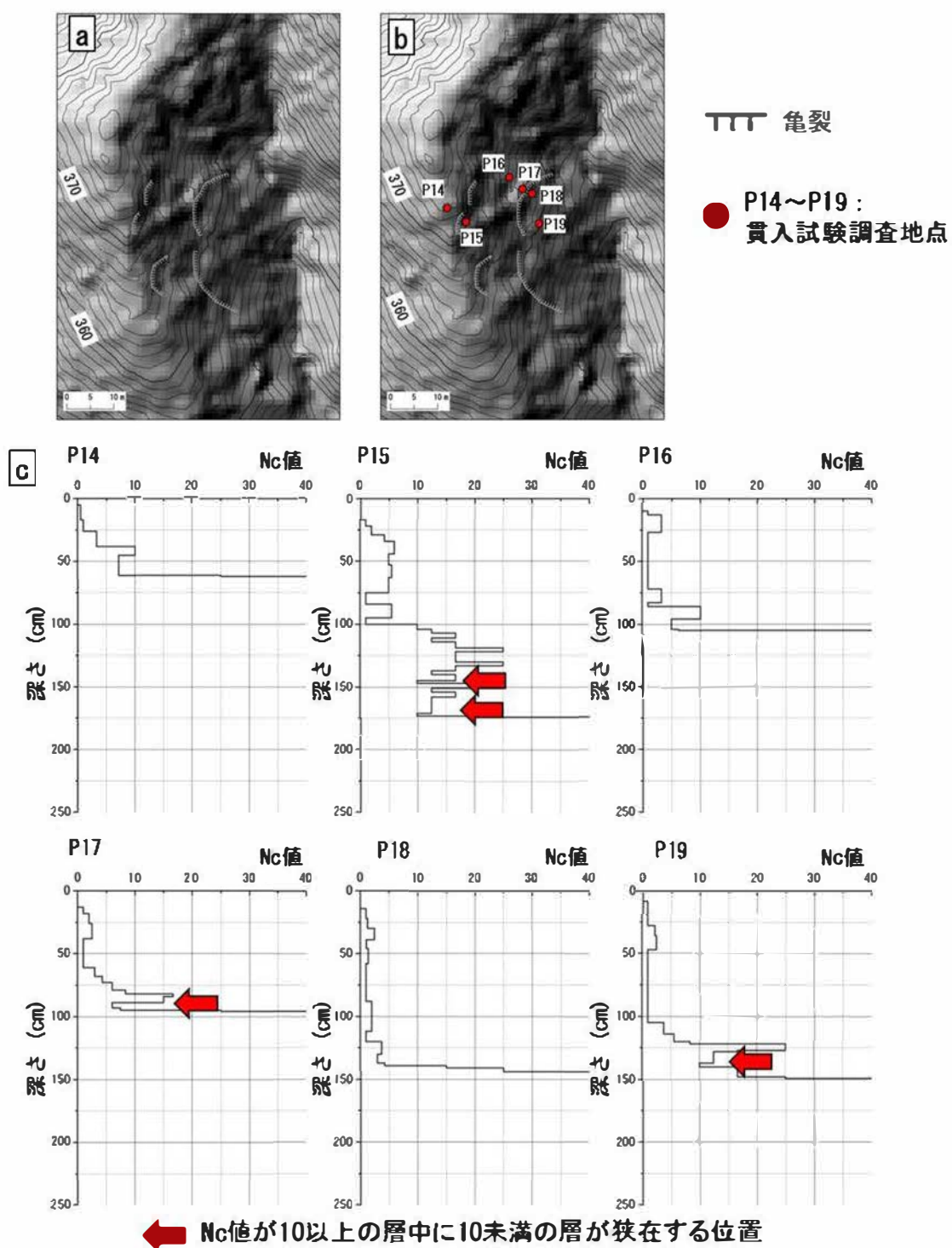
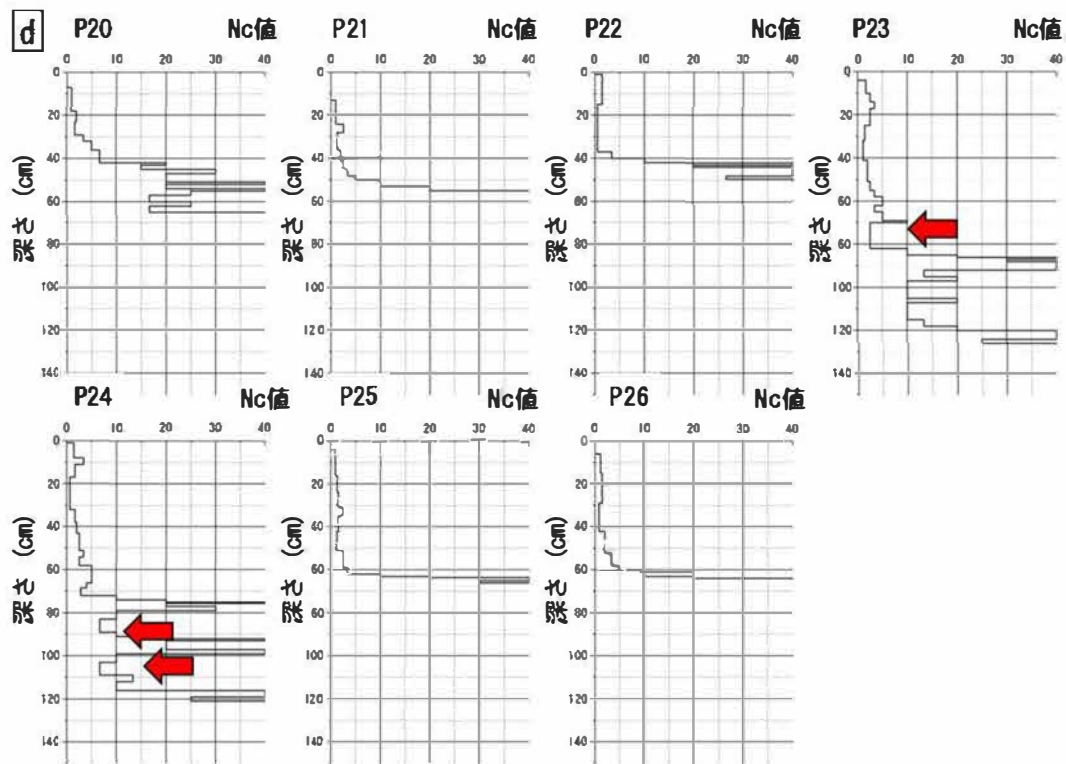
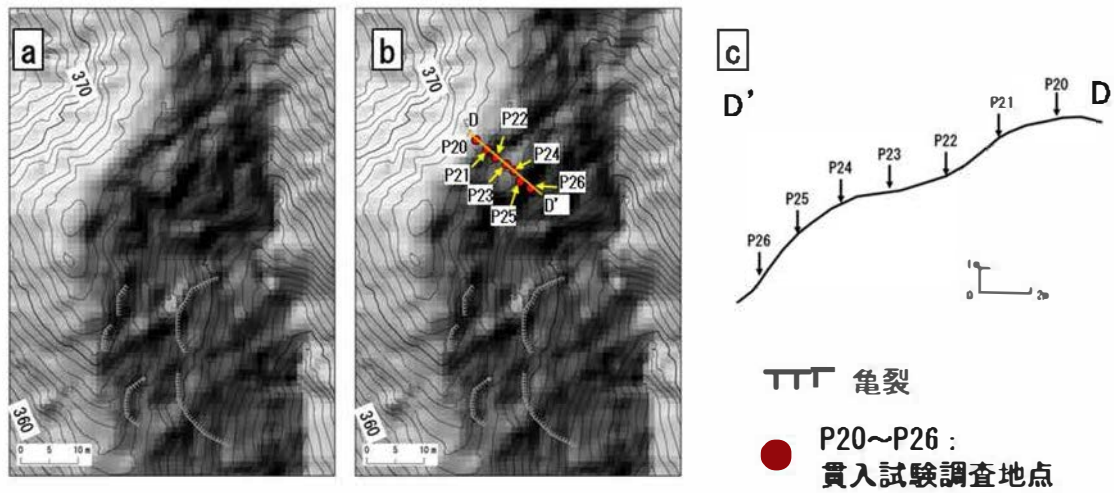


Fig. IV-4 C 区域における簡易貫入試験結果。a : 陰影図（光源方位 315°，光源高度 45°）および等高線図（1m 間隔）。b : Fig. IV-4a に亀裂および貫入試験調査地点を示した図。c : 調査位置ごとの貫入試験結果。P14, P16, P17 は亀裂より上方斜面, P15, P18, P19 は亀裂より下方の斜面での調査結果である。



← Nc値が10以上の層中に10未満の層が挟在する位置

Fig. IV-5 D 区域における簡易貫入試験結果。a : 陰影図（光源方位 315° , 光源高度 45° ）および等高線図（1m 間隔）。b : Fig. IV-5a に亀裂および貫入試験調査地点と土層断面調査地点, ライン D-D'の縦断面位置を示した図。c : ライン D-D'の縦断面図。d : 調査位置ごとの貫入試験結果。

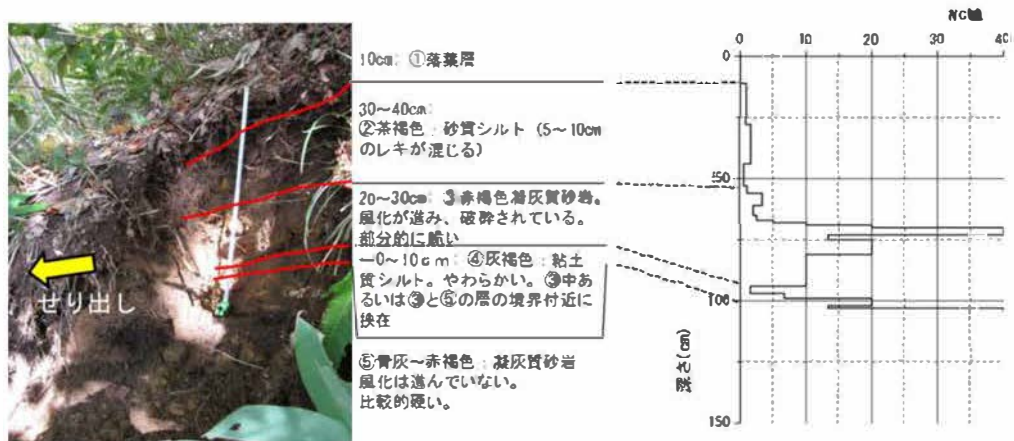


Fig. IV-6 A 区域での土層断面調査結果。調査位置は Fig. IV-2b に示す。村上ほか (2017) より引用, 改訂。

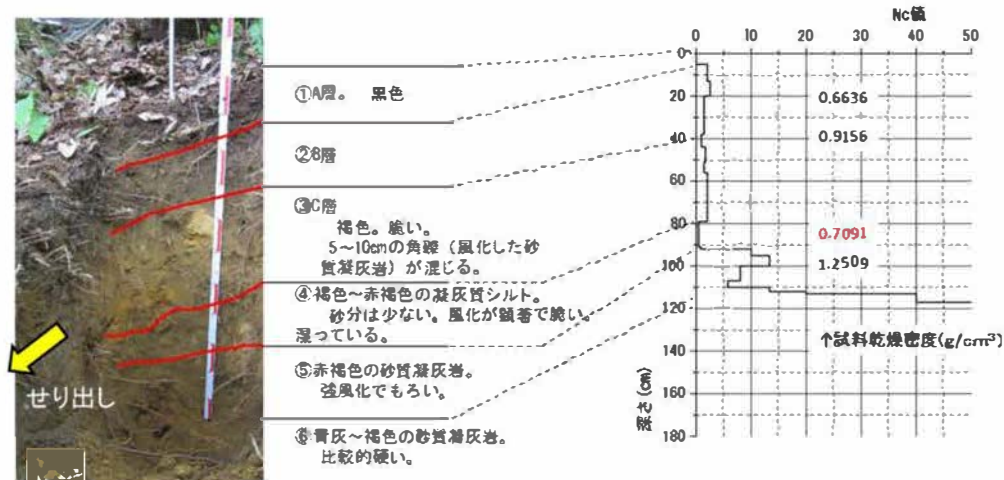


Fig. IV-7 B 区域 b 地点での土層断面調査結果。調査位置は Fig. IV-3b に示す。

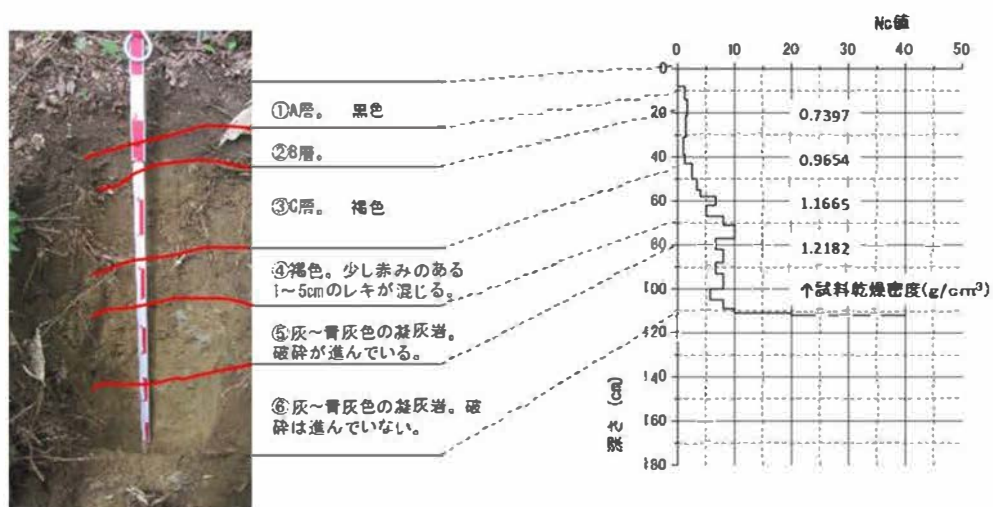


Fig. IV-8 B 区域 c 地点での土層断面調査結果。調査位置は Fig. IV-3b に示す。

3. 考察およびまとめ

亀裂の発生した斜面の土質状況を調査するために簡易貫入試験および土層断面調査を行った。試験結果から、斜面に亀裂がある場所では、亀裂より下方の斜面(Fig. IV-2 : P2~P4 ; Fig. IV-3 : P7~P8 ; Fig. IV-4 : P15, P18, P19)では、P18を除くすべての地点で、地表より 50~80 cmの深さから 100~250 cmまでの深さにかけて Nc 値が 10~30 のやや硬い層が存在し、その中あるいは下層の Nc 値が 40 以上の硬い層との間に Nc 値が 10 未満の軟弱な層の挟在が認められた。土層断面調査から、Nc 値が 10~30 のやや硬い層は風化が激しく、破砕が進んだ岩盤層であり、Nc 値が 10 未満の軟弱な層が亀裂を発生させた斜面変形の発生した移動層と不動地盤の間のすべり面となっていると推察された。すべり面の Nc 値については地質ごとに差が見られるが、既往の調査から第三紀の地質では多くは 5~10 以下であることが報告されている(小山内ほか, 2005) ことから、本調査で確認された Nc 値が 10 未満の層はすべり面であると判断される。小山内ほか(2005)は、台風にもなう降雨によって崩壊が発生した斜面周辺の岩盤風化層の Nc 値は 10~20 であることも報告している。今回の調査結果は地震後の降雨で崩壊した斜面でのものであるが、崩壊が発生した斜面の岩盤風化層の Nc 値が同じ値を示していたという点では、既往の降雨によって崩壊が発生するのと同じような硬さの層での崩壊の発生を示したものといえる。軟弱な層は、風化し破砕が進んだ岩盤層内、あるいは下層の風化が進んでいない岩盤層との境界付近に存在している。また、亀裂の認められない斜面では Nc 値が 10 以下の層は認められなかったことから、地震前から存在していた風化した岩盤層が、地震の揺れなどによって破砕が進み、層内に軟弱な層が形成されたことが推察される。また、今回の地震によって斜面に亀裂が発生していなかったが、陰影図および等高線図で緩斜面として判読された斜面では、Nc 値が 10 以下の層が認められた(Fig. IV-5)。このことは今回の地震前から緩斜面にはすべり面が形成されていたことを示唆しており、今回の地震によって斜面に亀裂を発生させた変位が軟弱な層で進んで、崩壊の発生につながったことは確かであろう。風化が進んだ層ですべり面が形成されやすいことは千木良(1995)の新第三紀層の地すべりの発生においても指摘されているが、本調査では風化が進んだ層におけるすべり面の形成が、地震によって促進されていることを示したものと考ええる。一方で、亀裂より上部(Fig. IV-2 : P1, Fig. 3 : P6, Fig. IV-4 : P14, P16, P17) およびせり出しより下部(Fig. IV-3 : P9) あるいは亀裂がない場所(Fig. IV-2 : P5 ; Fig. IV-3 : P10~P13) では P6 を除くと Nc 値が 10~30 のやや硬い層は相対的に薄く、挟在する Nc 値が 10 未満の軟弱な層も P6 と P11, P17 以外は確認されなかった。このことは、亀裂の発生していない斜面で行った土層断面調査の結果(Fig. IV-8) からも裏付けられた。このことから、斜面内において風化が進んだ層が薄い場所では地震の際に緩斜面の形成および亀裂の発生が起こらず、結果として崩壊が発生しなかったことが考えられる。

以上のことから、今回の地震後に発生した崩壊は、斜面内の風化が進んだ層が比較的

厚い場所において、地震の際に亀裂およびすべり面が形成され、そこを弱線としてその後の降雨によって崩壊が発生したことが推測された。地震直後およびその後の崩壊発生に至るまでには、このような風化層の脆弱化・変形のプロセスが考えられ、そのプロセスが進行した斜面では崩壊のリスクが高いといえる。なお、地震後の降雨によって崩壊が発生した斜面では、現地調査をすると、崩壊地点において湧水が確認される事例が複数認められる（Photo IV-1, Photo IV-2）。湧水の存在も、崩壊発生のリスクを高める一因ではないかと考える。



Photo IV-1 磐井川流域の地震後の降雨によって新たに発生した崩壊地点で見られた湧水。村上ほか（2013a）より引用。



Photo IV-2 一迫川流域の地震後の降雨によって新たに発生した崩壊地点で見られた湧水（矢印）。村上ほか（2013a）より引用。

V. 全体考察

1. 地震後に崩壊するおそれがある斜面の広域的な推定

本論文では第Ⅰ章に序論として本研究の背景および目的を述べ、以降の章では 2008 年岩手・宮城内陸地震によって被害を受けた山地斜面を対象とした調査結果を基に検討を行った。第Ⅱ章では、地震後 3 ヶ月の間に新たに発生した崩壊について、崩壊発生の誘因となった降雨が確率雨量、土壌雨量指数でも従来の値よりも小さい降雨であったことについて述べるとともに、対象とした 2 流域(岩手県磐井川流域と宮城県一迫川流域)における崩壊の特徴の違いについて地質と地形(傾斜)に違いがあったことを述べた。この崩壊の発生しやすい地質・地形(傾斜)の条件を整理すると、Table V-1 および Table V-2 となる。具体的には、磐井川流域では M1a および M1t(第三紀中新世後期海成層、シルト岩・砂岩・凝灰岩)では 25 度以上の傾斜で、ほかの地質では 35 度以上の斜面で崩壊の発生率が高くなる傾向があった。一迫川流域では地震時には PPw とその下層の PM のユニットで崩壊発生率が高く、傾斜は急になるほど高くなる傾向であった。一方で、地震後に新たに発生した崩壊の発生箇所は、Tal(新第三紀安山岩溶岩及び貫入岩類ほか)で多い傾向が見られ、傾斜は 35 度以上であった。Table V-1 および Table V-2 で示す結果をもとに、崩壊の発生率が 0.15%以上となる地質と傾斜の組み合わせ(Table V-1 および Table V-2 の黄色枠)を今後の降雨によって新たに崩壊が発生するリスクが高い斜面領域とし、崩壊発生率 0.25%以上の組み合わせを今後の降雨によって新たに崩壊が発生するリスクが特に高い斜面領域(Table V-1 および Table V-2 の赤色枠)として、第Ⅱ章の Fig. II-2 に示す調査範囲において、該当する斜面範囲を抽出した(Fig. V-1, Fig. V-2 および Fig. V-3)。この方法では降雨データや震源からの距離および地震動の伝わり方などは考慮されていないため、実際に崩壊リスクが高くなったかどうかについては、現地で検証をする必要がある。推定した領域は広く、これまでにすべての場所を確認できたわけではないが、これまでに現地を踏査した範囲において、崩壊の可能性が高いとした斜面領域では Photo V-1 で示すような亀裂の発生が認められることが多かった。このことから、推定した領域では亀裂が弱線となって崩壊を発生させたことが推察された。このため、亀裂の発生するような斜面変位が認められた領域の特定が、崩壊リスクが高い斜面をより効率的に把握することを可能とすると言える。

Table V-1 地質・傾斜条件ごとの地震後に新たに発生した磐井川流域の崩壊の発生面積率(%)。赤枠および黄色枠は Fig. V-1a および Fig. V-2 で示す新たな崩壊発生リスクが高い領域とした条件。村上ほか(2013a)より引用。

傾斜(°)	0-5	5-10	10-15	15-20	20-25	25-30	30-35	35-40	40-45	45-50	50-55	55-60
PMw	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00
M1t	0.04	0.04	0.02	0.07	0.07	0.16	0.14	0.15	0.42	0.35	0.00	0.00
M1a	0.10	0.09	0.09	0.07	0.14	0.21	0.25	0.36	0.52	0.40	0.00	0.00
M2l	0.02	0.03	0.03	0.06	0.07	0.09	0.05	0.24	0.73	0.53	0.00	0.00
M2m	0.08	0.00	0.00	0.06	0.12	0.07	0.10	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00
Tal	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.04	0.05	0.15	0.05	0.30	0.00	0.00

地質凡例 PMw: 第三紀中新世後期溶結凝灰岩, M1t: 第三紀中新世後期海成層(シルト岩・砂岩・凝灰岩), M1a: 第三紀中新世後期海成層(酸性細粒～火山礫凝灰岩), M2l: 第三紀中新世中期海成層(シルト岩), M2m: 第三紀中新世中期海成層(中性～塩基性細粒～火山礫凝灰岩), Tal: 第三紀安山岩(溶岩)及び貫入岩類など

Table V-2 地質・傾斜条件ごとの地震後に新たに発生した一迫川流域の崩壊の発生面積率(%)。赤枠および黄色枠は Fig. V-1b および Fig. V-3 で示す新たな崩壊発生リスクが高い領域とした条件。村上ほか(2013a)より引用。

傾斜(°)	0-5	5-10	10-15	15-20	20-25	25-30	30-35	35-40	40-45	45-50	50-55	55-60	60-65
Rlg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Qal	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.04	0.05	0.12	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00
Gr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.12	0.04	0.00	0.00	0.00
Tal	0.00	0.06	0.08	0.08	0.05	0.16	0.19	0.45	0.61	1.07	0.78	0.00	0.00
Pfw+PM	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.08	0.18	0.28	0.42	0.51	0.79	0.00

地質凡例 Rlg: 沖積層(下位段丘堆積物), Qal: 第四紀安山岩(溶岩), Gr: 先第三紀花崗岩類, Pfw: 第三紀鮮新世後期～第四紀更新世前期溶結凝灰岩, PM: 第三紀中新世後期～鮮新世前期湖成層, Tal: 第三紀安山岩(溶岩)及び貫入岩類ほか

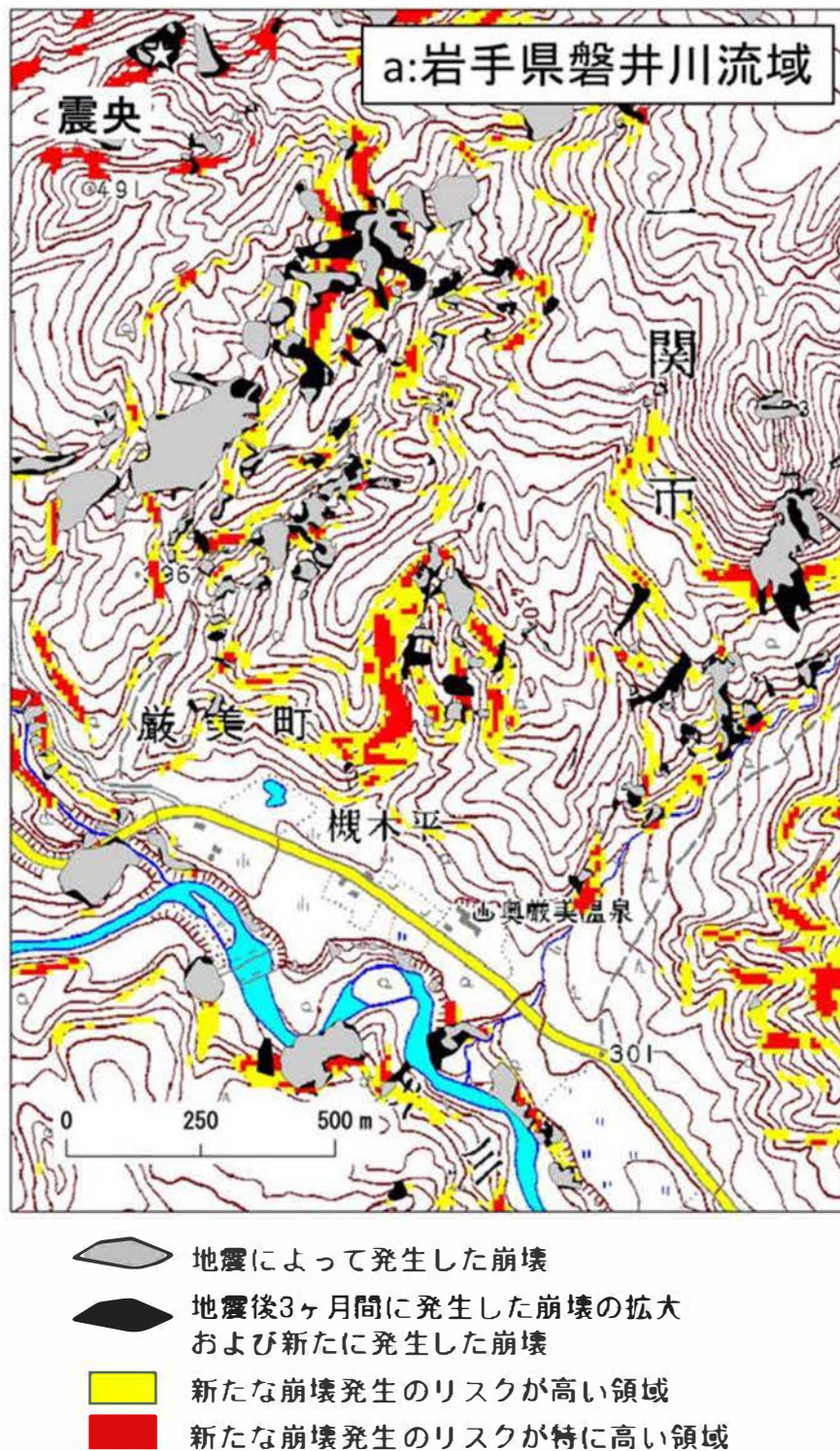
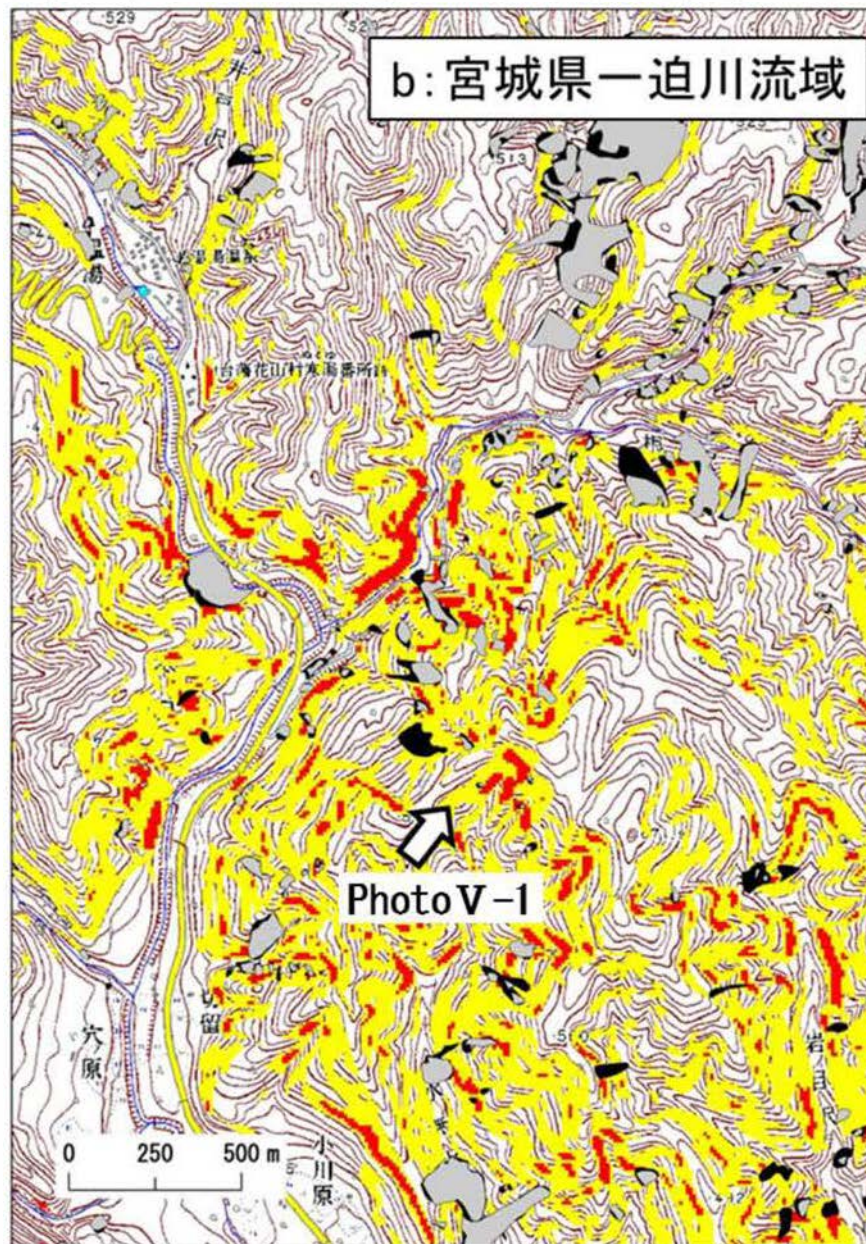


Fig. V-1a 地質と傾斜条件から抽出した新たに崩壊が発生する可能性の高い領域の分布（岩手県磐井川流域）。図の範囲および地形図は第II章の Fig. II-3a と同じ。それぞれの領域の条件は Table V-1 に記載。村上ほか（2013a）より引用，改訂。解析範囲全体の結果は Fig. V-2 を参照。







-  地震によって発生した崩壊
-  地震後3ヶ月間に発生した崩壊の拡大
および新たに発生した崩壊
-  新たな崩壊発生のリスクが高い領域
-  新たな崩壊発生のリスクが特に高い領域

Fig. V-1b 地質と傾斜条件から抽出した新たに崩壊が発生する可能性の高い領域の分布（宮城県一迫川流域）。図の範囲および地形図は第Ⅱ章の Fig. Ⅱ-3b と同じ。それぞれの領域の条件は Table V-2 に記載。村上ほか（2013a）より引用，改訂。解析範囲全体の結果は Fig. V-3 を参照。

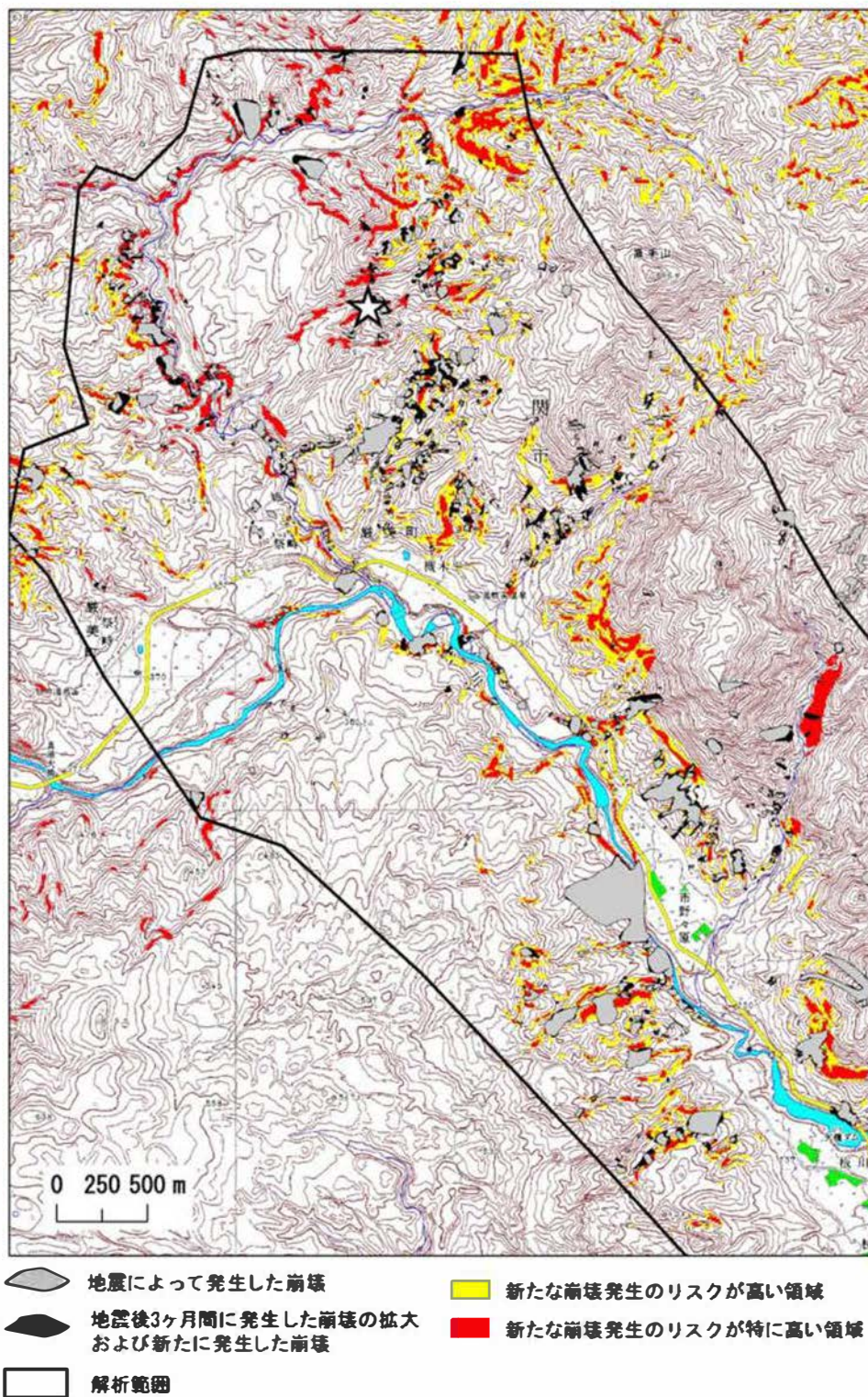
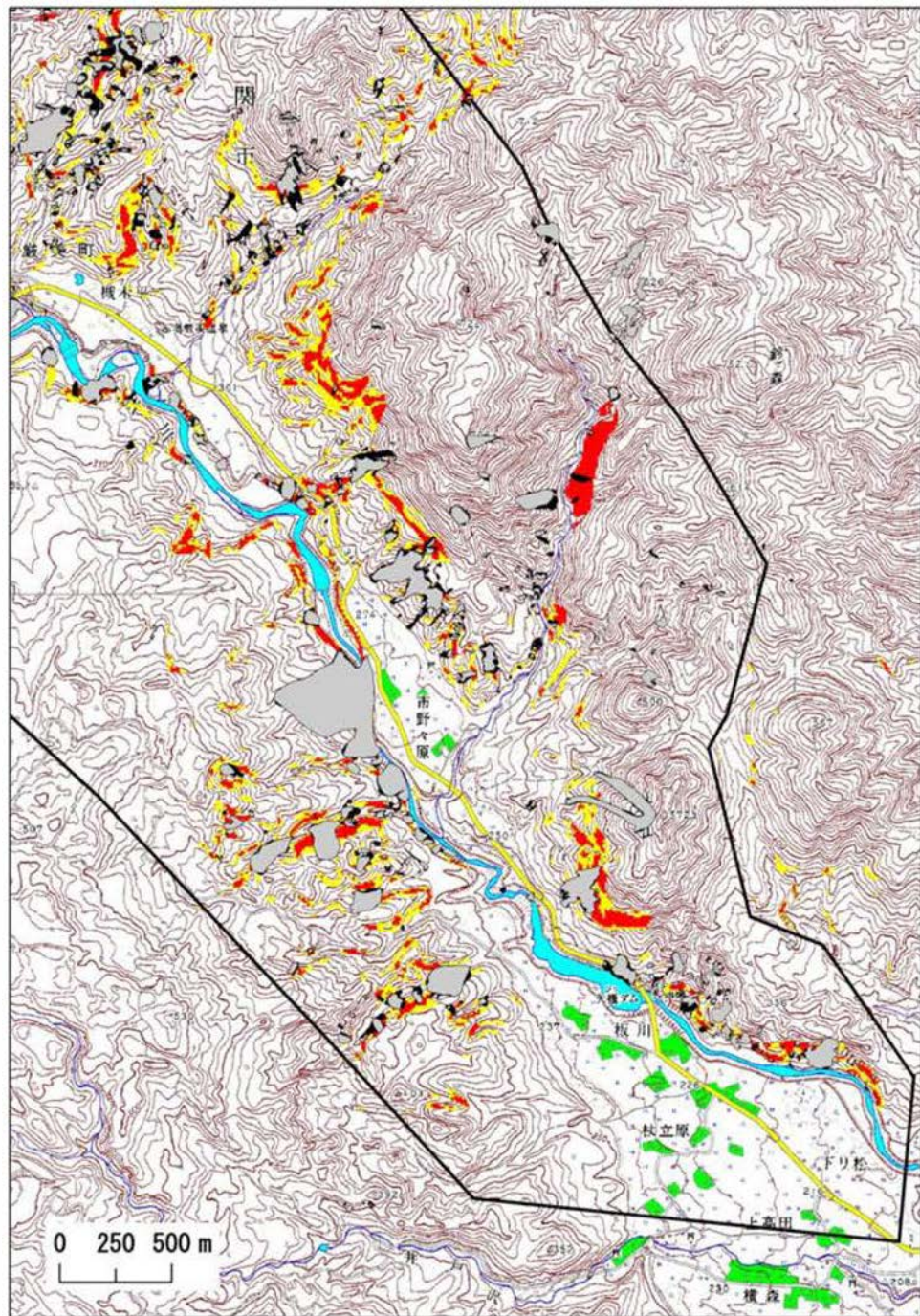


Fig. V-2a 岩手県磐井川流域における地質と傾斜条件から抽出した新たに崩壊が発生する可能性の高い領域の分布（その1：解析範囲上流側）。それぞれの領域の条件は Table V-1 に記載。村上ほか（2013a）より引用，改訂。



- | | | | |
|---|-----------------------------------|---|--------------------|
|  | 地震によって発生した崩壊 |  | 新たな崩壊発生のリスクが高い領域 |
|  | 地震後3ヶ月間に発生した崩壊の拡大
および新たに発生した崩壊 |  | 新たな崩壊発生のリスクが特に高い領域 |
|  | 解析範囲 | | |

Fig. V-2b 岩手県磐井川流域における地質と傾斜条件から抽出した新たに崩壊が発生する可能性の高い領域の分布（その2：解析範囲下流側）。それぞれの領域の条件はTable V-1に記載。村上ほか（2013a）より引用，改訂。

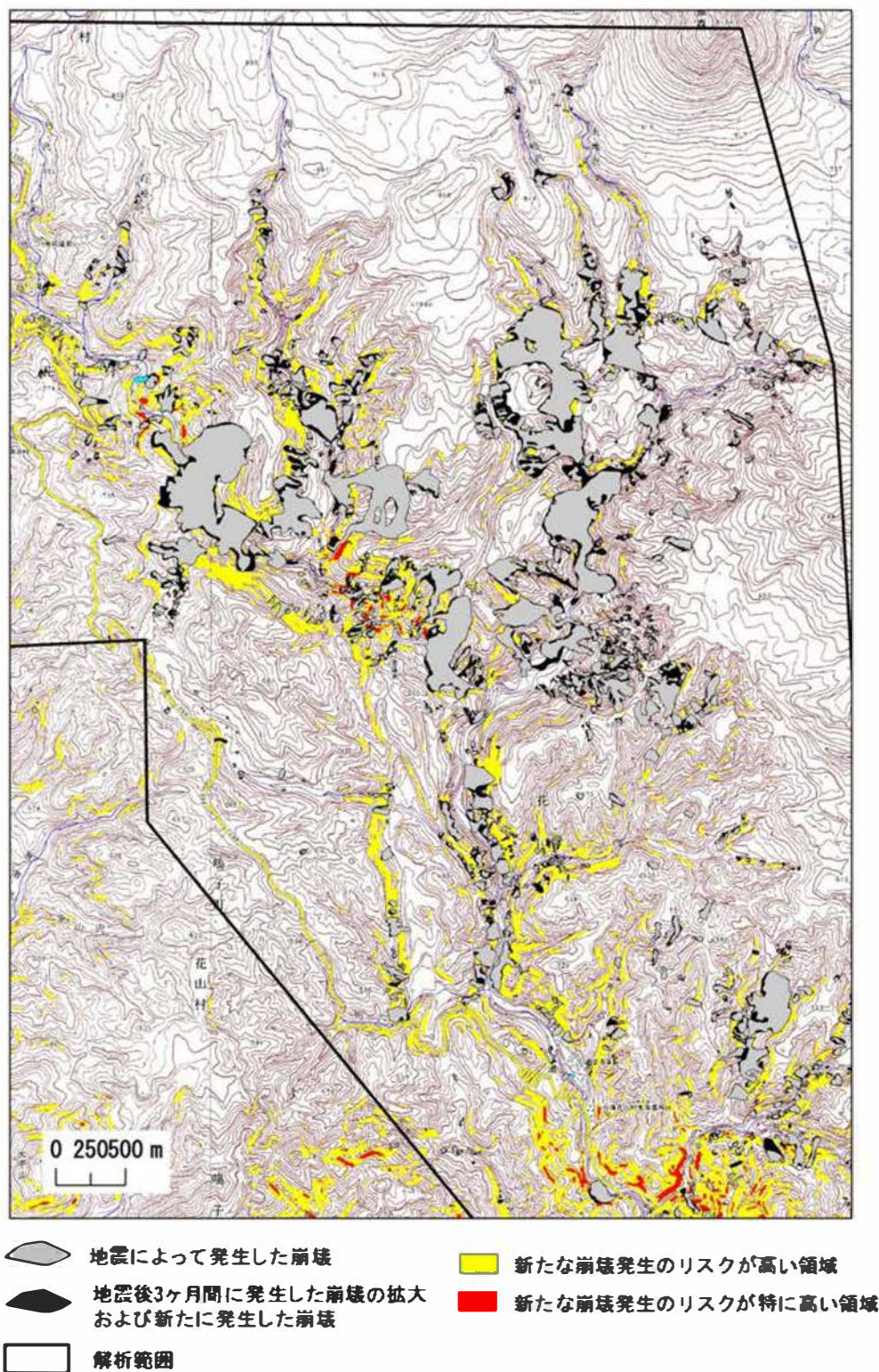


Fig. V-3a 宮城県一迫川流域における地質と傾斜条件から抽出した新たに崩壊が発生する可能性の高い領域の分布（その 1：解析範囲上流側）。それぞれの領域の条件は Table V-2 に記載。村上ほか（2013a）より引用，改訂。

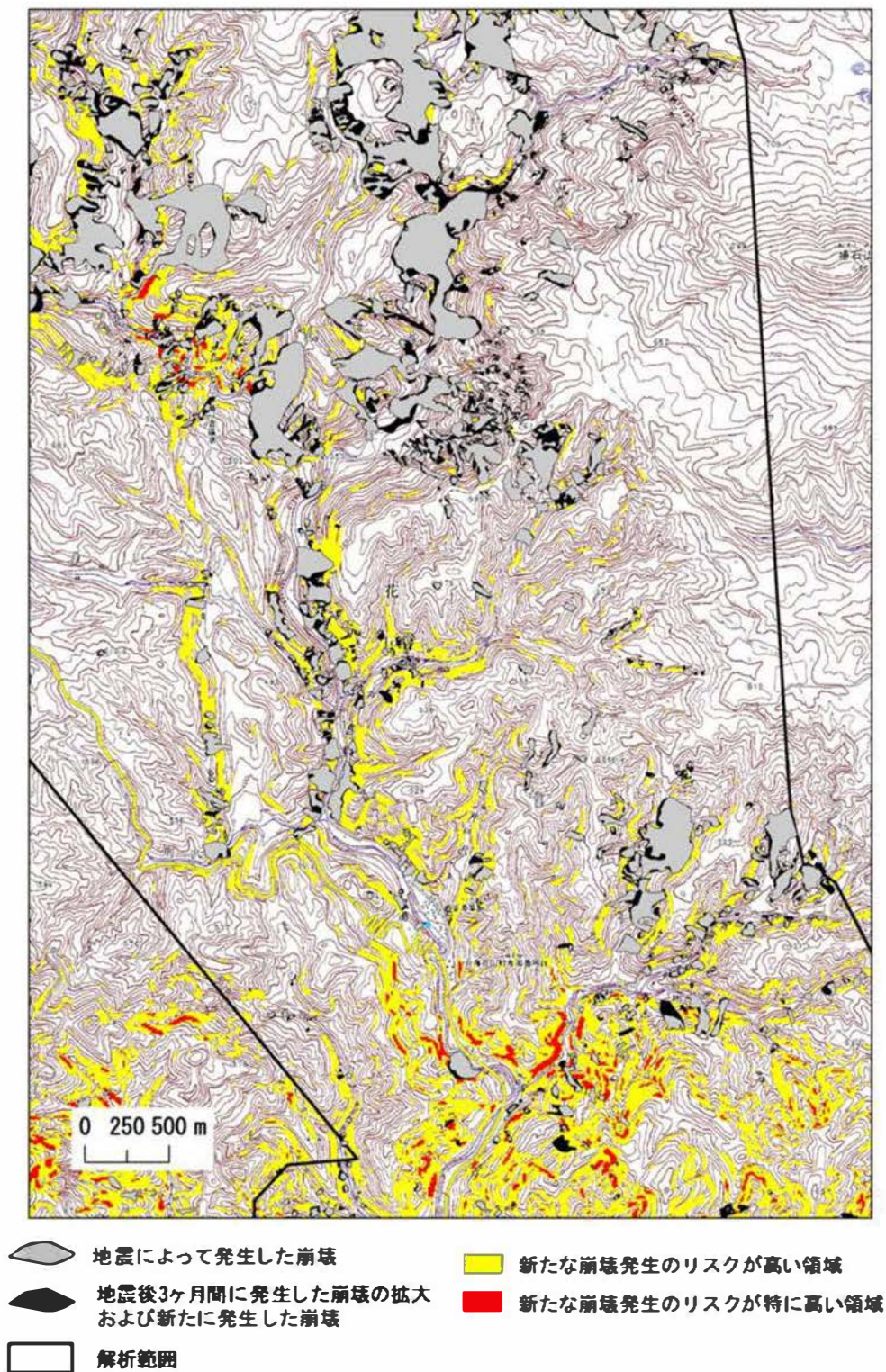


Fig. V-3b 宮城県一迫川流域における地質と傾斜条件から抽出した新たに崩壊が発生する可能性の高い領域の分布（その 2：解析範囲中央部）。それぞれの領域の条件は Table V-2 に記載。村上ほか（2013a）より引用，改訂。

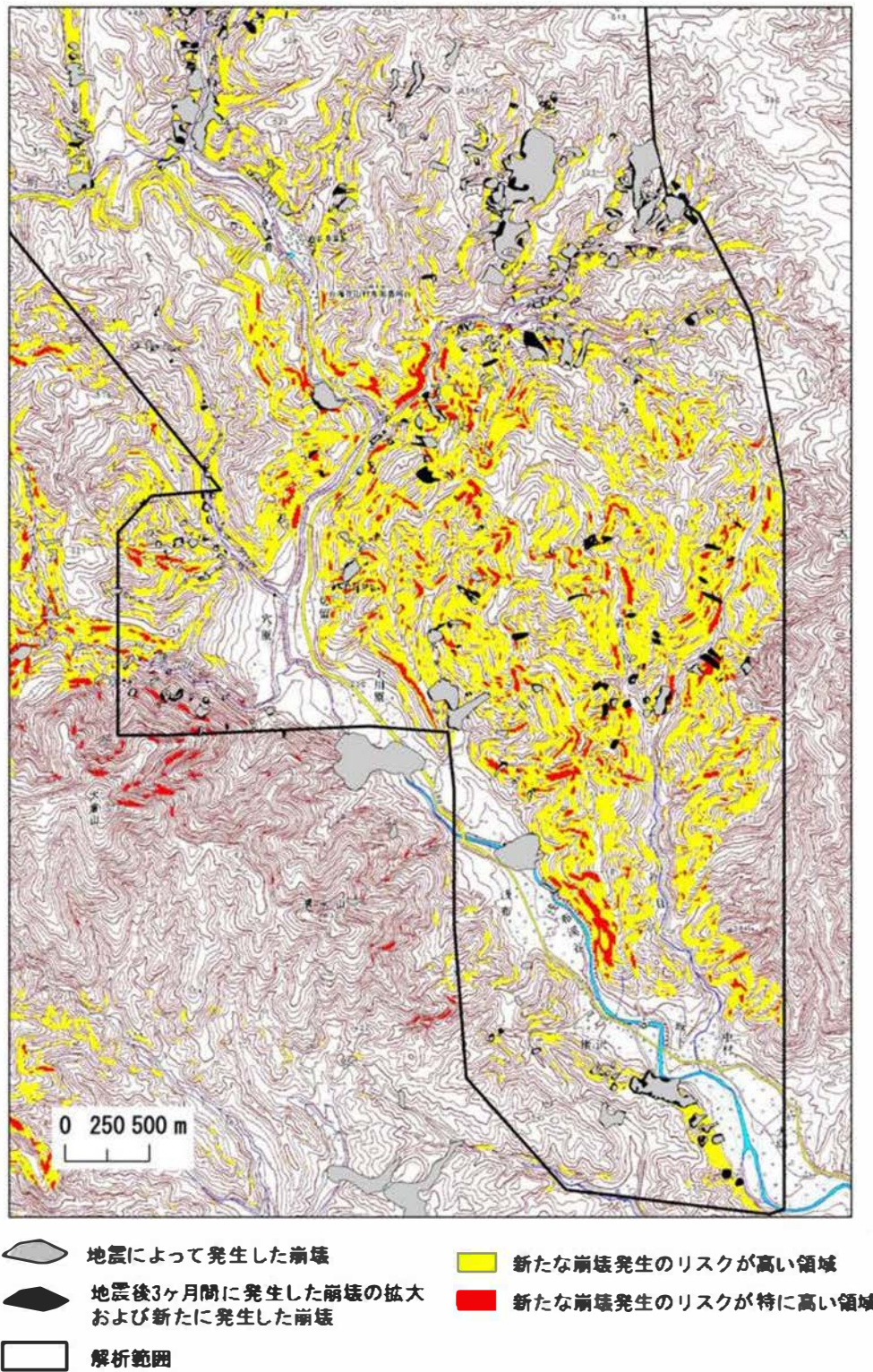


Fig. V-3c 宮城県一迫川流域における地質と傾斜条件から抽出した新たに崩壊が発生する可能性の高い領域の分布（その3：解析範囲下流側）。それぞれの領域の条件は Table V-2 に記載。村上ほか（2013a）より引用，改訂。



Photo V-1 新たな崩壊の発生の危険性が高いとした斜面で認められた亀裂（矢印）。位置は Fig. V-1b を参照。村上ほか（2013a）より引用。

2. 崩壊のおそれがある斜面の特定方法の提案

第Ⅲ章では崩壊のおそれがある斜面をより正確に特定する方法として、複数時期の LiDAR データを比較することで特定する方法を提案した。第Ⅲ章では地震直後および 3 ヶ月後の LiDAR データから作成した陰影図や等高線図の比較から、地震後の降雨によって崩壊が発生した斜面の地震直後、すなわち崩壊前の斜面形状は、直線形の斜面内に半円あるいは馬蹄形の傾斜が 20~30 度程度の緩斜面となっていたこと、そこには地震によって亀裂が発生していたことを示し、それを検証するために崩壊が発生していない斜面における同様の微地形の存在箇所を特定し、現地調査からそこには亀裂が発生していたことを明らかにした。第Ⅳ章では、斜面変位が特定された斜面の崩壊リスクを明らかにするために、簡易貫入試験および土層断面調査を行い、亀裂が発生している緩斜面では風化層が厚く、層内あるいは下層の基盤との間に N_c 値が 5~10 以下の軟弱な層が形成されていることを明らかにし、この層が弱面となってその後の降雨によって崩壊が発生する可能性が高いことを述べた。このような地震動による風化層の脆弱化・変形から崩壊に至るプロセスを模式的に示すと Fig. V-4 のようになる。地震前から斜面内の風化が進んだ層が比較的厚い場所において、地震の際に亀裂およびすべり面が形成される。それにともない斜面が変位することで部分的に半円あるいは馬蹄形の緩斜面が形成される。そこが弱線となり、その後の降雨が誘因となって崩壊が発生するというプロセスである。

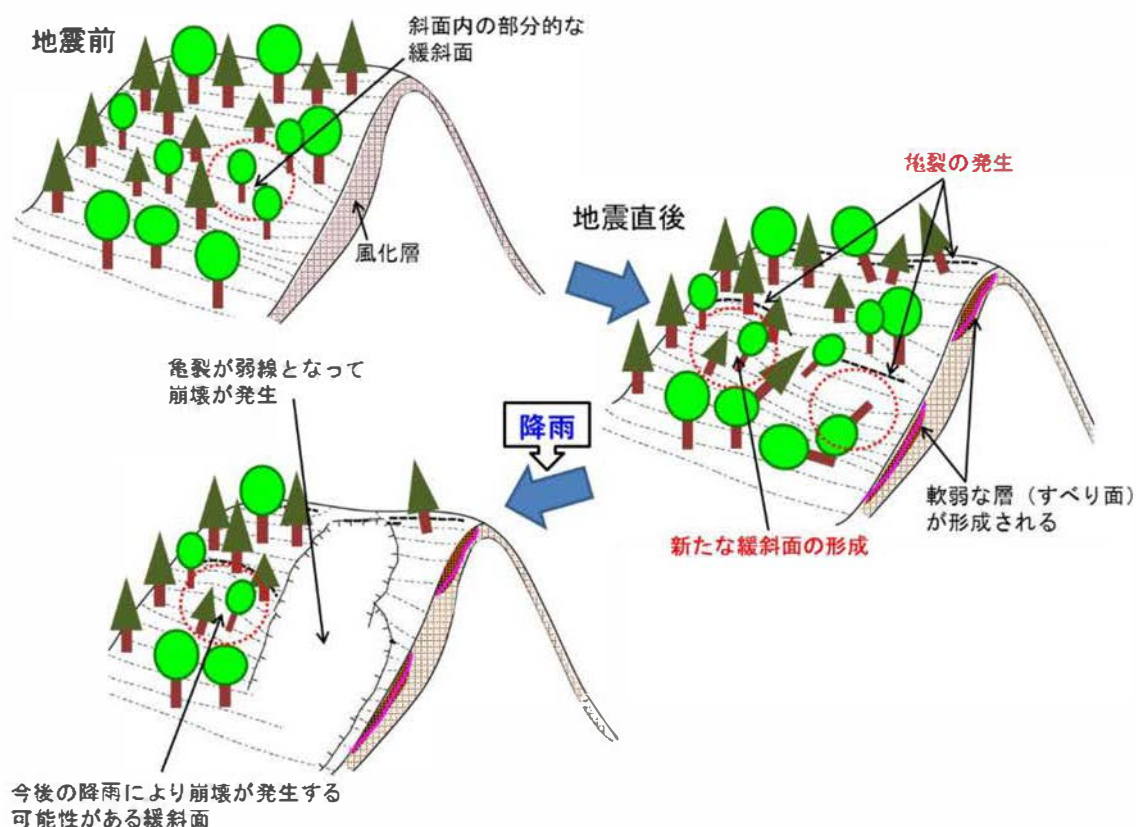


Fig. V-4 調査地における地震直後からその後に崩壊に至るまでの模式図。村上ほか(2017)より引用。

このような斜面の変位について、複数時期の LiDAR データから作成された DEM を基に陰影図、等高線図、あるいは断面図を作成し、比較することにより、斜面内に発生した亀裂あるいは亀裂が発生している可能性があり、崩壊の危険性が相対的に高い緩斜面をより正確に特定することが可能となる。本研究で提案する方法については、使用するデータの精度によるが、1m メッシュの DEM を作成することが可能な精度の LiDAR データを使用することができれば、第Ⅲ章に示す幅 1m 程度の亀裂の発生箇所を特定することが可能である。また、地震災害後のデータだけでは稜線部などの緩斜面の変位をとらえることは難しいが、村上ほか(2013b)で報告する災害前後の LiDAR データで比較を行うことができれば、稜線部に発生した亀裂や、比較的規模の大きい斜面変位については同一の地形的特徴(傾斜量の分布パターン)を示す画像のずれの量から斜面の変位を算出する画像マッチング法(向山・江川, 2009)の利用によって、Fig. V-5 および Fig. V-6 に示すような斜面変位の計測も可能となる。

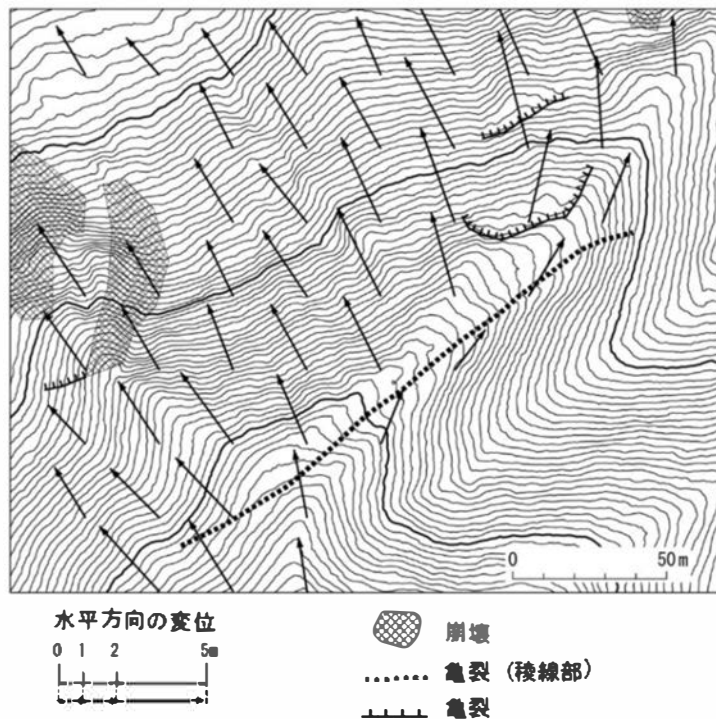


Fig. V-5 画像マッチング法により算出された Fig. III-2 の斜面の水平変位。村上ほか (2013b) より引用。

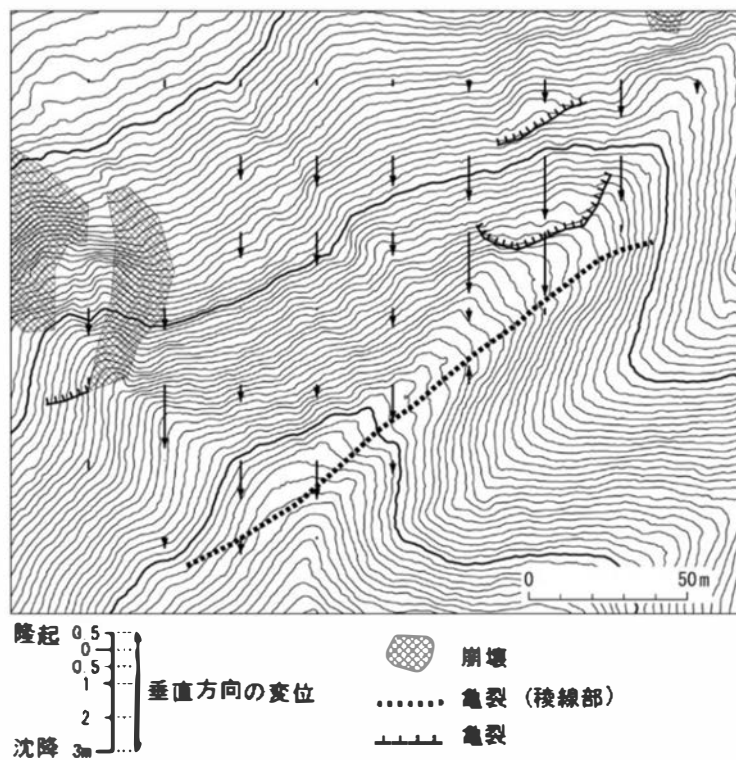


Fig. V-6 画像マッチング法により算出された Fig. III-2 の斜面の鉛直変位。村上ほか (2013b) より引用。

3. 特定された斜面の崩壊リスクについて

第Ⅱ章で述べたように、調査地では2008年岩手・宮城内陸地震後3ヶ月間に崩壊を拡大あるいは新たに発生させた降雨は、従来であれば崩壊が発生しない規模の2~5年に一度程度の確率降雨であり、期間中の土壌雨量指数も上位に入らない規模であった。西村・海堀（2002）は2001年の芸予地震（M6.7）の影響を受けた地域では地震前の斜面崩壊に必要な雨量の6~8割程度の降雨量で斜面崩壊が発生する可能性を報告していることから、調査地では地震前よりも小さい降雨強度で崩壊が発生する可能性が考えられた。

今回、調査により確認された亀裂が発生している緩斜面では、簡易貫入試験からNc値が10~30の層内、あるいはこの層と下層のNc値が40以上の硬い層との境界付近にNc値が10未満のより軟弱な層が形成されており、地震後の降雨によって崩壊が発生した斜面では、それらをすべり面として崩壊が発生したと推定された。また、変位が特定された斜面では、変位が特定されなかった斜面に比べNc値が10~30の層が厚いことが明らかとなっている。このNc値が10~30の層は土質断面調査から風化が進行した層であり、変位が発生した斜面ではこの層中、あるいはこの層と下層の基盤との間にNc値が10未満の軟弱な層の形成が確認されている。飯田・奥西（1979）は降雨によって崩壊の発生する斜面では風化層がある程度の厚さまで形成が進行していることを報告し、さらに飯田（1993）では風化層の形成の進行は地質条件によるとして、崩壊に至る風化層の形成期間を数千~数万年の時間のオーダーで示している。崩壊に至らない風化層の状態を今村（2001）では「斜面の免疫性」すなわち抵抗力としているが、本研究では、地震のような外的要因によって斜面の不安定さを示す風化層が、崩壊に至る厚さまで形成されていなくとも、地震動による斜面地盤の変位によって層内に軟弱な層が形成されることにより、その抵抗力が急激に弱まることが示された。このことが、地震前よりも少ない降雨で崩壊が起こるリスクの増大という結果として現れ、予測される崩壊までの期間が短縮されることとなる。すなわち、従来よりも弱い強度の降雨でも崩壊が発生しやすくなることが考えられた。

調査地では2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震（M9.0）において、震度6弱から7の揺れを観測している。この地震の際には、本論文の第Ⅲ章のFig. III-2で報告した重力性山体崩壊の前兆である稜線部の亀裂の拡大（Murakami et al., 2015）、あるいは既存の崩壊地の拡大は認められたものの、新たな崩壊の発生はほとんど認められなかった。2011年東北地方太平洋沖地震は海溝型の横揺れが卓越した地震である。本研究の対象とした2008年岩手・宮城内陸地震は内陸直下型の地震であり、突き上げるような縦揺れが顕著な地震であった。このような揺れの地震では高起伏山地において崩壊の発生が著しいが、横揺れが主体となった2011年東北地方太平洋沖地震では重力性山体崩壊が進行していた山体の崩壊、あるいは崩壊性地すべり以外はそれほど発生しないことが日本地すべり学会（2013）において報告されている。この

地震の揺れ方の違いにより、対象とした範囲の山地斜面では2011年の東北地方太平洋沖地震において新たな崩壊の発生に至らなかったものとする。

降雨については、2008年の地震以降、まとまった降雨は2012年まで観測されていなかったが、2012年および2015年に土壌雨量指数が上位に入る豪雨が観測された。2015年の豪雨の際には宮城県の調査地においても崩壊の発生が認められた（Photo V-1）。しかしながら、箇所数は多くはなく、岩手県側では崩壊は確認されないなど、限定的であった。これについては第Ⅱ章のTableⅡ-1およびⅡ-2の土壌雨量指数に示すとおり、宮城県側ではこれまでで最も強い雨が降っていたのに対し、岩手県側ではそうでもなく、豪雨は局所的であったためと考える。一方で、樹木の成長・回復により、斜面の免疫性が回復することにより、地震直後よりも崩壊が発生しにくくなっていたことも推測される。塚本（1987）は十分に根系が発達した林分は表層崩壊の発生を防止する効果を持つことを報告している。今回の地震によって発生した亀裂においても樹木根系の張力方向に対する抵抗により、亀裂の開幅が抑えられている状況も観察されている（Photo V-2）。このことは、地震によって崩壊が発生しやすくなった斜面においてもその後、成立する樹木の根系が回復・発達することで斜面の免疫性、すなわち崩壊に対する抵抗力が回復し、地震直後よりも降雨による崩壊の発生が抑えられることを示唆する。Fig. V-7は、村上ほか（2015）で報告する長野県南木曽地域における1959年の伊勢湾台風通過により風倒被害が発生した斜面において発生した斜面崩壊の経年変化を示したグラフであるが、風倒被害が発生した斜面では1960年代において崩壊が増加しているのに対し、以降は崩壊の発生が抑えられていることが示されている。これは治山事業などの影響により斜面に植生が早急に回復されたことによるものと考えられる。今回の事例は地震による斜面崩壊であり、風倒木の発生にともなう斜面表層部の攪乱とは異なるが、樹木根系の回復によって崩壊が数年で抑制される点については、本調査地においても同様の現象が起こっていることが推察される。根系による斜面の補強効果については阿部（1984）や執印ほか（2009）などで指摘されるとおり、地盤に食い込むことで発揮される杭としての効果、あるいはネットワーク状に伸びることで地面の動きを抑える緊縛効果により、斜面の不安定化を抑える効果

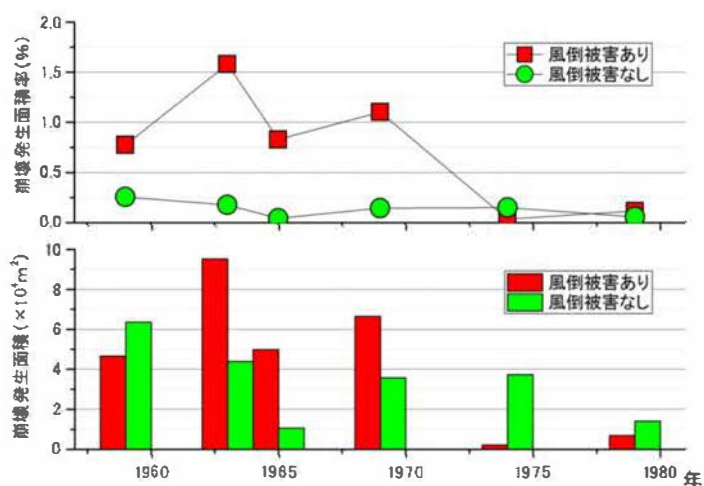


Fig. V-7 1959年伊勢湾台風以降の調査地の新規崩壊発生面積（下段）および発生面積率（上段）の変遷（1979年まで）。村上ほか（2015）より引用。

があることは事実である。とはいえ、根系による補強効果は根系が成立する地表から1～2m程度の表層付近に限定され、根系が侵入しない深さの風化層には効果が期待できないこと、第IV章で報告するとおり、地震によって変形が認められる斜面には風化層内に軟弱な層が形成されていることから、災害前よりは斜面の崩壊発生に対する抵抗力は落ちていることは事実であることなどから、植生などによる抵抗力の回復は限定的であると考ええる。

以上のような、樹木根系発達の影響も考慮した地震前後の斜面の崩壊に対する抵抗力とそれに対する降雨の影響を模式的に示すと Fig. V-8 のとおりとなる。飯田（1996）は地盤の風化の進行とそれにとまなう崩壊に対する抵抗性の低下について時間の経過のみで説明しているが、本研究では地震動といった外的要因が加わることで、地盤の崩壊に対する抵抗性は急激に低下することを示した。低下した地盤の抵抗性は回復せず、時間の経過とともにさらに低下する。一方で、樹木根系による抵抗力は、地震動や後述する台風や森林伐採といった人為的改変により一時的に低下することはあるものの時間とともに回復する。さらに降雨は強度が強いほど斜面の崩壊の抵抗力は低下する。この3つの抵抗力の和が斜面の崩壊に対する抵抗力の下限を下回ったときに、崩壊が発生する。このように、地震動による地盤の抵抗性の低下は、斜面の崩壊に対する抵抗力を下げ、従来よりも弱い強度の降雨でも崩壊を発生しやすくすると考える。

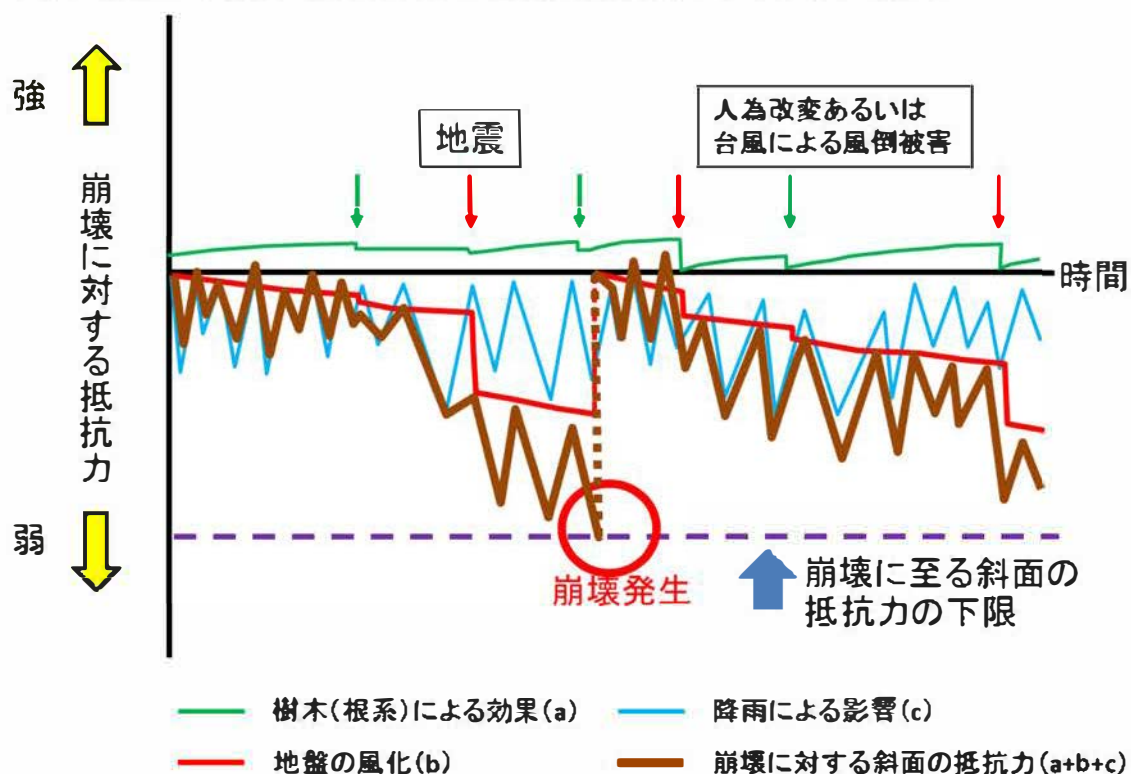


Fig. V-8 斜面の崩壊に対する抵抗力の経年変化の模式図。飯田（1996）の図を参考にして作成した。

なお、地震後の降雨によって崩壊が発生した斜面では、現地調査をすると、崩壊地点において湧水が確認される事例が複数認められる（第Ⅳ章 PhotoⅣ-1, PhotoⅣ-2）。PhotoⅤ-1 で示した 2015 年の豪雨の際に崩壊を確認した斜面においても、湧水が認められた。このことは、湧水に示される地下水の集中しやすい場所で今後の崩壊の発生するリスクが高いことを示している。このことから、亀裂をともしなう緩斜面や尾根などに加え、湧水に示される地下水の集中しやすい場所の特定も地盤条件上、地震後の降雨による崩壊発生リスクの評価には必要ではないかと考える。



Photo V-1 2015 年 9 月の関東東北豪雨の際に第三章 Fig. Ⅲ-2 近傍の斜面で発生した崩壊。矢印の位置より湧水が認められる。



Photo V-2 2008 年 6 月の岩手・宮城内陸地震によって発生した亀裂と内部で確認された張力がかかっている根系（赤枠付近）。

4. 本研究成果に基づく斜面崩壊リスクの調査手法の提案

ここまでの成果を基に地震後の降雨によって崩壊の発生するリスクがある斜面を特定し、そのリスクを検証・評価するための調査手法について、Fig. V-9 に一連の流れを示すフローチャートとして示す。広域な範囲の中から崩壊リスクが高い斜面を特定する場合、第Ⅱ章で行ったような地質や地形（傾斜）条件などから判断することが必要である。この調査では実際に亀裂をはじめとする斜面の変位のような崩壊する予兆の存在はわからないため、崩壊が起こって初めて検証できるものであるが、相対的に崩壊するリスクの高いエリアのゾーニングを行うという点では有効である。より詳細に崩壊するリスクが高い斜面を特定する方法としては、第Ⅲ章で述べてきた災害前後を含む複数時期に計測された LiDAR データの比較・解析による斜面変位箇所の特特定が有効である。複数時期の LiDAR データから詳細な数値標高モデル (DEM) をそれぞれ作成し、それらを基に陰影図や等高線図を作成、比較することで、第Ⅲ章で述べるように亀裂そのものや、亀裂は判読できない場合でも、直線形の斜面中腹から半円形あるいは馬蹄形の緩斜面等の微地形を判読することにより、崩壊リスクの高い斜面位置を正確に特定することが可能となる。

地震前後の LiDAR の比較により地震後に新たに緩斜面の形成が判読された斜面については、地震動によって亀裂が発生をともなう斜面変位によって形成されたと判断できる。一方で、地震後の LiDAR データしかない場合、判読された緩斜面が地震の前から形成されていた可能性もある。これについても第Ⅲ章で述べたように、緩斜面に地震動によって亀裂が発生している可能性がある。そこで、このような斜面では亀裂の存在などの斜面変位の痕跡を現地で確認する必要がある。すなわち、山腹斜面で判読された緩斜面については、亀裂の有無といった斜面変位の痕跡の現地確認が必要である。そこで確認された亀裂が形成された斜面の崩壊リスクを把握するためには現地で簡易貫入試験や土質断面調査などを行い、すべり面となる軟弱な層が形成されているかどうかを確認するとともに、風化層の厚さなどの状況を確認する必要がある。また、本章の前項でも述べたように、地震後の降雨で崩壊が発生した場所では複数の地点で湧水が認められたことから、地下水の集中しやすい場所の特定も必要と考える。以上の調査をし、付近の雨量データから崩壊が発生する雨量強度との関係を明らかにすることにより、崩壊リスクの高い斜面の特定と評価が可能となると考える。

LiDAR は計測にかかる費用が高額であること、天候不良時や夜間の計測はできないこと等の理由により頻繁に計測することが困難である。現在、無人航空機 (Unmanned Aerial Vehicle : UAV) により撮影された画像から、3D モデルを作成し、それを基にオルソ画像や数値地表面モデル (Digital Surface Model : DSM) を作成する SfM (Structure from Motion) 解析技術 (Neugrig et. al., 2016 ; 齋藤ほか, 2016 など) , あるいは衛星から照射されるレーダーの反射波の位相差から斜面の変位を算出する干渉 SAR (Synthetic Aperture Rader) 解析技術 (藤原・飛田, 1999 ; Marco et. al.,

2007；宇根ほか，2008 など）等，新たな地形計測や斜面変位の予測技術が開発され，災害調査における利用が進められてきている。これらの技術も Table V-3 でまとめたような長所と短所がそれぞれ存在する。これらの技術については LiDAR の計測技術と合わせ，それぞれが相互にデータを補完しあい，短所を補い合うことができれば，より災害を未然に防ぐための詳細な斜面変位の観測がおこなわれることとなると考える。

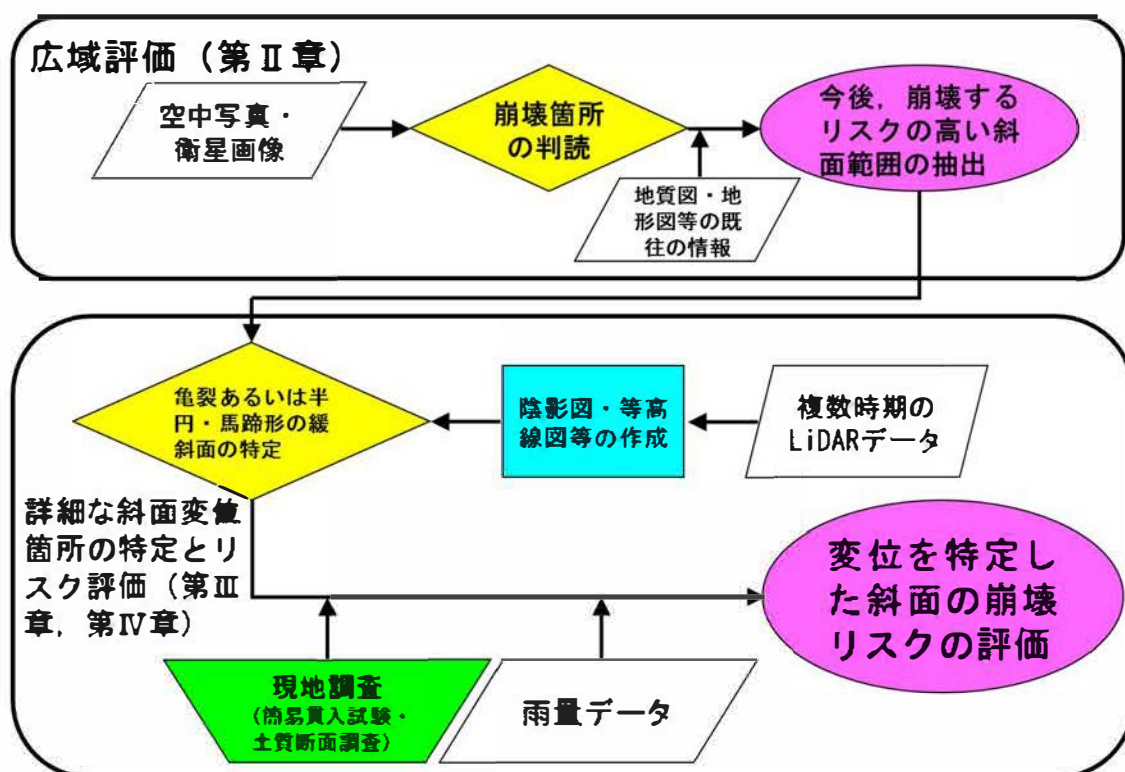


Fig. V-9 崩壊の発生するリスクがある斜面を特定し，検証・評価するための調査手法のフローチャート

Table V-3 航空レーザー測量 (LiDAR) , SfM 解析および干渉 SAR 解析の特徴および
長所・短所

	航空レーザー測量 (LiDAR)	SfM解析	干渉SAR解析
特徴	<ul style="list-style-type: none"> ・ 航空機などからレーザーを照射し、対象物までの距離を計測する。 ・ データの解像度はレーザーの照射密度に依存する。 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 有人あるいは無人航空機により撮影された写真画像から、3Dモデルを作成し、地表高を算出する。 ・ データの解像度は撮影された画像の解像度に依存する。 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 衛星から照射されるレーザーの反射波の位相差から斜面の変位を算出する。 ・ 解像度は1×3mメッシュ (ALOS 2 PALSAR)。
長所	<ul style="list-style-type: none"> ・ フィルタリング処理をすることにより、植生高や標高のデータを得ることが可能。 ・ 複数時期のデータを比較することにより、斜面の水平・垂直変位の算出が可能。 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 災害直後に緊急に撮影された斜め写真などから作成が可能。 ・ 過去に撮影された航空写真からも作成が可能。 ・ 計測にかかる費用が安い。 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 広域なエリアを一度に解析することが可能。 ・ 天候に左右されずにデータの取得が可能。 ・ mm単位の変位の計測が可能。
短所	<ul style="list-style-type: none"> ・ 計測にかかる費用が高額なため、頻繁に計測することが困難。 ・ 天候不良時や夜間の計測はできない。 ・ 地被の状況により標高データの精度が落ちる。 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 地面が植生などに覆われていると、標高を算出できない。 ・ 3Dモデルを作成する際に画像から読み込む位置情報の精度によっては作成されるデータの精度が落ちる。 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 斜面の変位は衛星に近づくか離れるかで計測される。 ・ 変位が大きい場合は解析できない。 ・ 斜面変位以外のノイズが解析結果に含まれる。

VI. 台風や人為改変にともない不安定化した斜面、および流域全体を通した土砂災害対策への本研究成果の適用

1. 本研究成果の地震以外の発災要因による不安定化斜面への適用の可能性

本研究では地震前後を含む複数時期に計測された LiDAR データを利用することにより、今後、崩壊の発生する可能性が高い斜面を特定する方法を提示するとともに、それによって不安定化していると特定された斜面の状況を現地調査で確認することで、地震後の降雨による崩壊危険斜面把握の実用性を明らかにした。このように LiDAR データの利用により、今後の災害が発生する可能性がある斜面変位の進行している斜面をピンポイントで特定することが可能である。本研究は地震後に崩壊が発生した山地斜面の研究であるが、斜面の表層部が不安定化する要因としては、その他に第 V 章の Fig. V-7 で紹介するように台風によって樹木が倒れることによる風倒被害（竹下・金，1994；松村・高浜，1999；谷口ほか，2001 など）がある。また、森林伐採など人為的な改変による根系の減少など（塚本・窪田，1991；平松ら，2002；Saito et al., 2016 など）も考えられる。さらに、本研究は山地斜面を対象としているが、山地で斜面崩壊が発生すると被害は山地のみならず、下流域にまで及ぶことから、下流域も含めた対策が必要となる。本章では第 V 章までに述べた地震後の降雨による崩壊危険斜面把握の調査方法を、台風などの地震以外の斜面での起災現象、森林伐採といった人為改変および下流域を含む流域全体を通した土砂災害対策に応用する可能性について述べる。

2. 台風による風倒被害で不安定化した斜面への本研究成果の適用

台風によって樹木が倒れることによる風倒被害を受けた斜面では崩壊が発生しやすくなっていることは、前述のとおり多くの報告事例がある。第 V 章 Fig. V-7 で報告する長野県南木曽地域における 1959 年の伊勢湾台風の通過により風倒被害が発生した斜面においても、風倒被害が発生した斜面では 1960 年代において崩壊の増加が認められており、風倒被害により斜面が不安定化したことが推察される。

風倒被害を受けた斜面では、樹木根系の根返りによる地表面の攪乱が認められる。PhotoVI-1 は 2013 年の台風 26 号の通過にともない伊豆大島で発生した崩壊斜面周辺で認められた風倒被害を受けた樹木とその木の根返りによって発生した地表面の攪乱（亀裂）を示している。稲垣（1999）は風倒被害を受けた斜面では表層地盤が緩んでいることを報告しているが、PhotoVI-1 で示すような地表面が攪乱を受け、相対的に崩壊に対する抵抗力が弱くなっている場所が斜面内に連続して存在すると、そこが弱線となってその後の降雨を誘因とする崩壊が発生しやすくなることが考えられる。風倒被害による地表面の攪乱は樹木根系が分布する範囲に限定されるため、それにともない不安定化する斜面の範囲（地表面からの深さ）は、地震動により不安定化する斜面よりも浅い範囲となる。さらに、攪乱後に根系が再生・発達することにより、斜面地盤の崩壊に対する抵抗が地震の時よりも回復しやすいことが予想される。しかしながら、風倒被害

の直後の地表には、攪乱にともなう亀裂等の斜面変位が認められる。これらの変位が認められる斜面は、少なくとも根系が再生、発達するまでの期間は相対的に不安定化しており、従来よりも少ない降雨でも崩壊が発生しやすくなると考える。このような斜面の変位については、地震の時と同様の手法で災害前後の LiDAR データを比較・解析することにより、相対的に不安定化した斜面の位置を特定できると考える。



PhotoVI-1 2013 年台風 26 号の通過にともなう豪雨によって伊豆大島で発生した斜面崩壊周辺部の林内で認められた風倒木。根返りし、地表面が攪乱されている。
村上・小川（2016）より引用。

3. 森林伐採など人為改変にともない不安定化した斜面への本研究成果の適用

前述するように、森林伐採やそれに伴う作業道の設置といった人為改変によって根系が減少し、それによって斜面が不安定化して崩壊が発生することが報告されている。Fig. VI-1 は、村上ほか（2014）で報告した九州中央部市房山より北側の花崗岩斜面における森林を伐採した斜面と伐採しなかったと斜面における崩壊の発生状況を示した図である。また、Fig. VI-2 は伐採地（伐採後放棄と植林した地域）と未伐採地（広葉樹と針葉樹）における崩壊斜面総面積の経年変化を示したグラフである。森林が伐採された斜面では崩壊が増加していることが Fig. VI-1 から認められるが、とくに植林をせずに伐採後放棄された斜面において崩壊の発生が顕著である（Fig. VI-2）。この時の雨量については、付近の AMeDAS 観測点「湯前横谷」における観測データから、崩壊が多発した期間中の降雨は確率降雨でも 10 年に一度程度の降雨であった。また、Saito et al. (2016) は、従来、この付近で崩壊が発生する雨量強度よりも $1/3$ ほど小さい雨で崩壊が発生していたことを報告している。このことは伐採にともなう攪乱、および伐採後の樹木根系の不朽によって斜面強度が弱まり、通常であれば崩壊しない強度の降雨で

も崩壊が発生したことを示すものと考え。伐採といった人為改変による地表面の攪乱も風倒被害同様に、攪乱の影響は樹木根系が分布する範囲に限定されるため、それにとともに不安定化する斜面の範囲（地表面からの深さ）は、地震動により不安定化する斜面よりも浅い範囲となる。また、攪乱後に根系が再生・発達することにより、斜面地盤の崩壊に対する抵抗が地震の時よりも回復しやすいことが予想される。しかしながら、このような斜面でも伐採後の数年～数十年間、根系が再生、発達するまでの期間は相対的に斜面が不安定化し、崩壊が発生しやすくなっていることは事実であり、このような斜面では地震の時と同様に斜面の不安定化にともなう亀裂などの変位が発生している可能性が考えられる。このことから、森林伐採等の人為改変を受けた斜面についても、伐採前後を含む複数時期の LiDAR データを比較・解析することにより不安定化した斜面位置を特定することができるであろう。

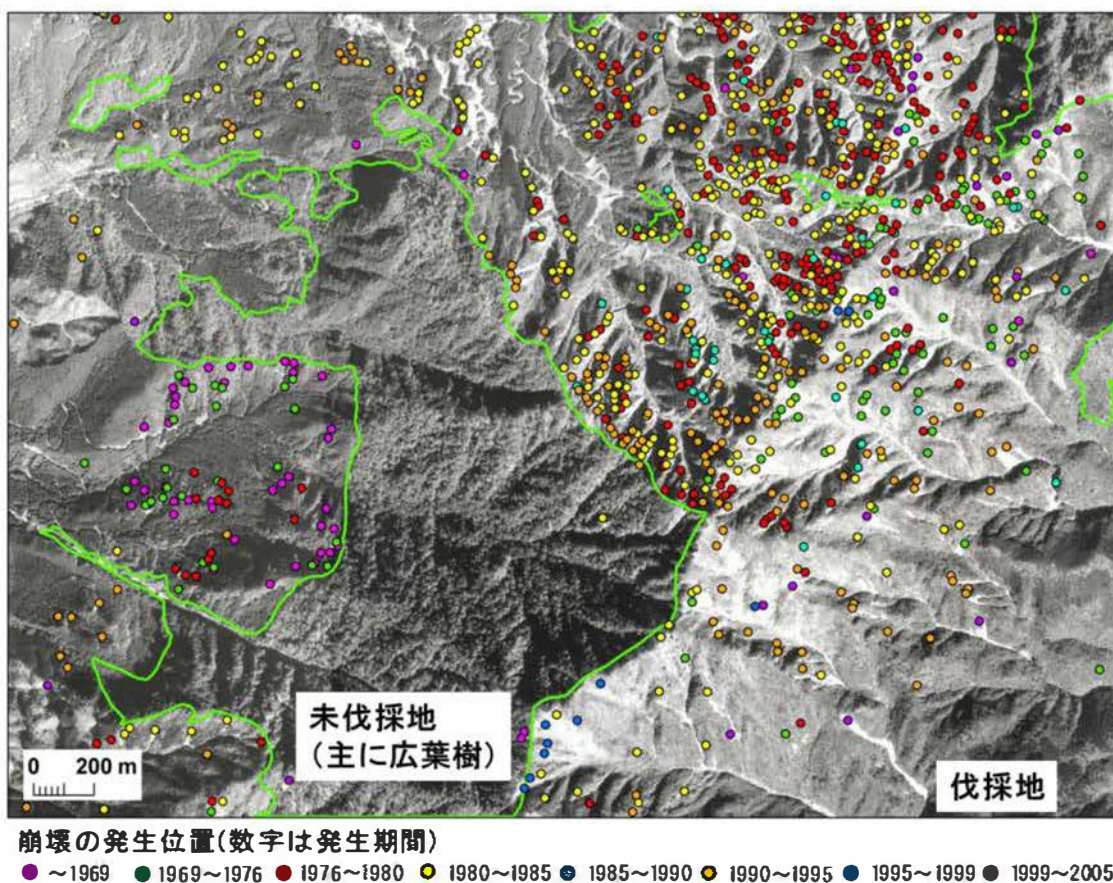


Fig. VI-1 九州中央部市房山より北側の花崗岩山地斜面における 2005 年までの斜面崩壊の発生履歴。伐採された斜面において崩壊の発生が顕著である。村上ほか（2014）より引用。

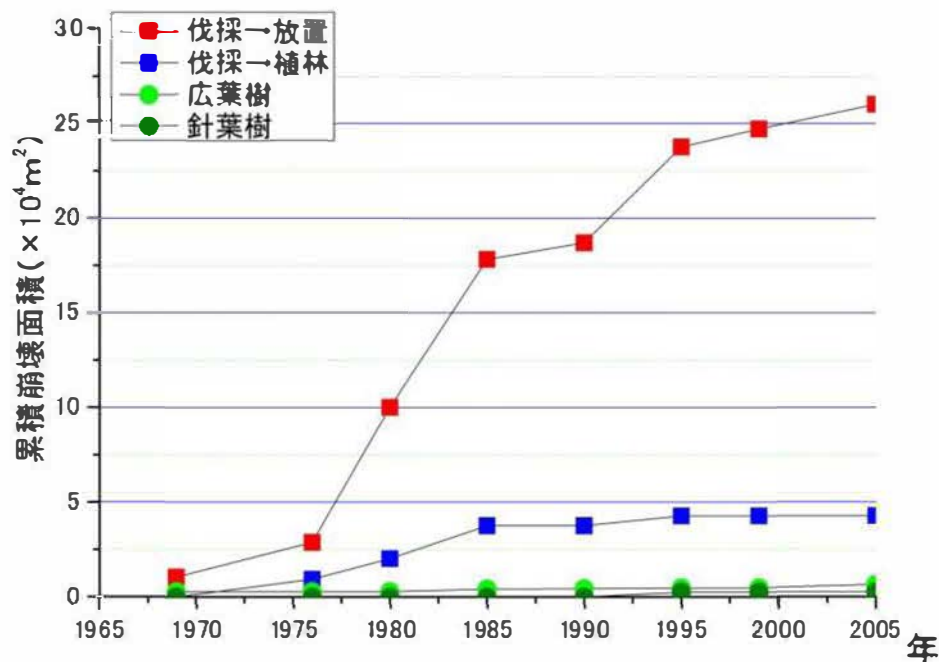


Fig. VI-2 九州中央部市房山より北側の花崗岩山地斜面における施業履歴と崩壊との関係。伐採後に植林された斜面では放棄された斜面よりも崩壊の抑制が認められた。村上ほか（2014）より引用。

4. 流域全体を通した土砂災害対策への本研究成果の適用

山地斜面より発生した土砂はすぐに下流に到達するわけではなく、数年かけて流出する。村上ほか（2010）では山形県真室川町にある森林総合研究所釜淵森林理水試験地の3つの小流域（面積、1号沢：3.06ha、2号沢：2.48ha、3号沢：1.53ha）における流出土砂の10年間の観測結果（単位面積当たりの土砂の乾燥重量で示す）を報告している（Fig. VI-3）が、溪岸崩壊が発生した流域からは、数年にわたって土砂流出が継続したことを報告している。すなわち、上流で崩壊が発生した場合はより長期的な土砂流出が発生することが予想される。このため、今回提案した手法によって特定された斜面が、崩壊に至った場合の長期的な下流域への影響についても今後考えていく必要があると考える。また、土砂が流下する流路およびその周辺部はいわゆる溪畔あるいは河畔域とよばれ、多様な動植物が生息する場となっている。土砂の流出による災害を抑制するためには治山・砂防事業として堰堤等の構造物を入れる必要があるが、これらは動植物の多様性を失わせるとして問題視されている（崎尾・鈴木，1997）。このため、村上・細田（2007）で報告するような構造物の設置による土砂動態の変化と植生への影響を評価するという、災害を防止、抑制する対策とは違う視点での評価も必要となる。下流域では上流で発生した崩壊土砂の移動（侵食・堆積）の把握が対策上、重要となる。本研究は山地斜面を対象としているが、将来的には下流域を含めた流域スケールでの土砂対策、およびそれに伴う環境評価にも取り組んでいく必要があると考えている。LiDAR

は詳細な地形データを提供できるため、複数時期の LiDAR データを使用することにより、土砂の侵食・堆積量を算出することで、土砂の移動量すなわち対象とする山地斜面を含む流域全体での動態を把握することが可能である。このため、下流域における上記の問題を調査し、評価する際にも有効なツールとなると考えている。

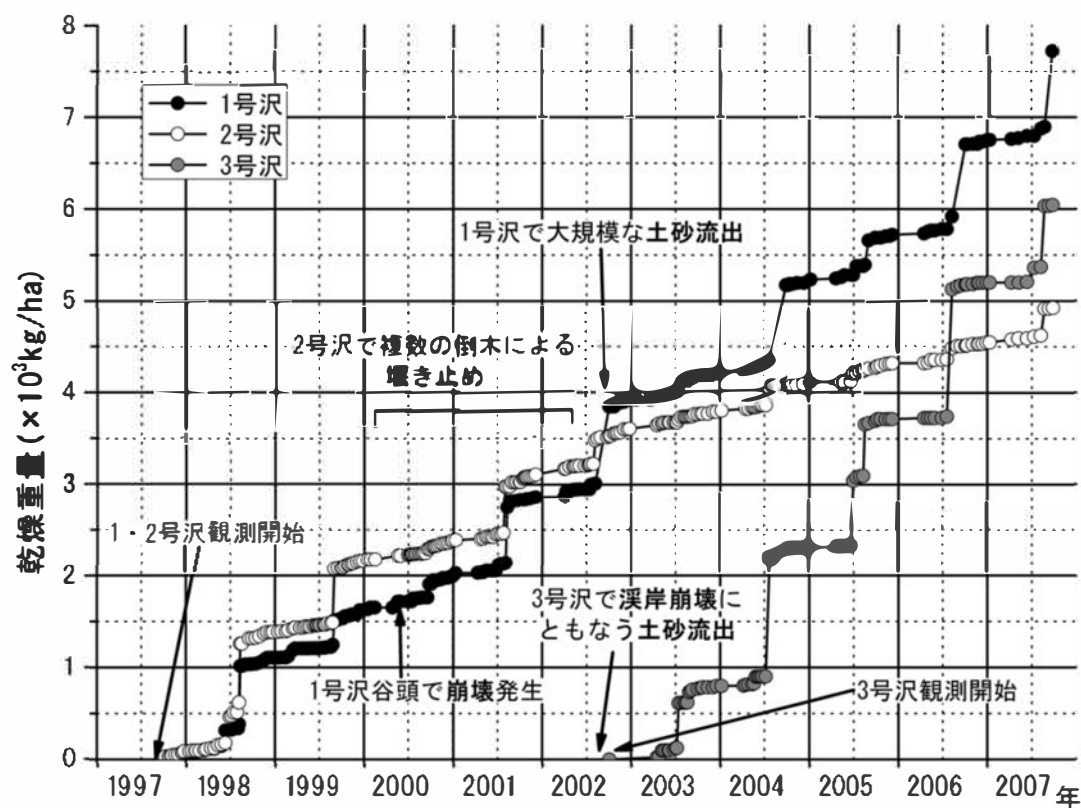


Fig. VI-3 山形県真室川町にある森林総合研究所釜淵森林理水試験地における流出土砂観測の結果。1, 2号沢は1997 - 2007年, 3号沢は2002 - 2007年の観測結果。村上ほか(2010)より引用, 改訂。

VII. 結語

本研究では、地震の揺れで脆弱化した斜面でのその後の降雨による崩壊発生リスクの増大とその危険斜面を把握する手法を検討した。具体的な検討エリアとして、地震前後の地形変化が把握できる、複数時期の LiDAR データがある 2008 年岩手・宮城内陸地震の被害地域である、岩手県南部から宮城県北部地域の山地斜面において、地震後の降雨によって崩壊が多発した斜面の崩壊前の地形的特徴や斜面表層の土層状態などを明らかにするとともに、今後崩壊が発生する可能性が高い、同様の地形的特徴を持つ斜面を特定し、現地調査から斜面が不安定化していることを明らかにした。さらに、崩壊リスクの把握手法を提案した。

まず、第 I 章において序論として本研究の背景および目的を述べ、以降の章では 2008 年岩手・宮城内陸地震によって被害を受けた山地斜面を対象として、空中写真、航空レーザー測量 (LiDAR) データ、地質図および気象庁の降雨データを用いた解析と、解析結果を基に行った現地調査の結果を基に、地震後の降雨によって崩壊が発生した斜面の地形、地質および降雨量との関係について検討を行った。第 II 章では、地震直後と地震から 3 ヶ月後に計測された空中写真を用いて、地震後 3 ヶ月の間に新たに発生した崩壊発生箇所を明らかにし、また、崩壊発生の誘因となった降雨について、過去の降雨データを用いた確率降雨と土壌雨量指数の順位から評価し、その降雨が従来よりも弱い雨（雨量が小さい、土壌雨量指数で順位の低いもの）であったことを明らかにした。第 III 章では、地震後の降雨による崩壊のおそれがある斜面の特定方法として、複数時期の LiDAR データを比較することで斜面の微地形に注目して特定する方法を提案した。具体的には、地震直後および 3 ヶ月後の LiDAR データから作成した陰影図や等高線図の比較から、地震後の降雨によって崩壊が発生した斜面の地震直後、すなわち崩壊前の斜面形状が直線形の斜面内に半円あるいは馬蹄形の平面形態を持つ緩斜面となっていたことを明らかにした。そして、そこには地震によって亀裂が発生していたと考え、それを検証するために崩壊が発生していない斜面における同様の微地形の存在箇所を特定し、現地調査からそこには地震による斜面変位によって亀裂が発生していたことを明らかにした。第 IV 章では、斜面変位が特定された斜面の崩壊リスクを明らかにするために、簡易貫入試験による深度ごとの土層の硬さおよび斜面の土質断面調査を行い、亀裂が発生している緩斜面では風化層が厚く、層内あるいは下層の基盤との間に N_c 値が 5~10 以下の軟弱な層が形成されていることを明らかにした。さらに、この層が弱面となって地震後の降雨によって崩壊が発生する可能性が高いことを述べた。第 V 章では、全体考察として第 II 章から第 IV 章までで明らかになったことを総括的に考察し、地震動によって斜面地盤の破碎と変位が生じさらに風化が進行することにより、これまでよりも少ない降雨でも斜面崩壊のリスクが高まること、リスクが高い不安定化した斜面の特定には地震を挟んだ複数時期の LiDAR データを用いて、斜面の変位によって山腹の半円形あるいは馬蹄形の微地形を生じた緩斜面を把握することが有効であることを述べた。そし

て、現地における簡易貫入試験や土質断面調査と雨量データの統計解析によって変位を特定した斜面リスクの評価を行う、という一連の調査手法を提案した。さらに、第VI章では第V章までに述べた複数時期の LiDAR データの比較による崩壊リスクの高い不安定化した斜面の特定方法を、台風などによる風倒木発生や森林伐採などの人為改変によって不安定化した斜面での崩壊危険性を把握する可能性について考察した。以上のことをポイントとしてまとめると、以下のとおりとなる。

- ・地震後の降雨によって崩壊が発生した斜面は風化層が比較的厚く、そこに地震動による風化層の変位によって軟弱な層が形成されることにより、従来よりも確率雨量あるいは土壌雨量指数の値が小さい降雨で崩壊が発生しやすくなる。

- ・地震後の降雨で崩壊が発生した場所は、平滑な山腹斜面内に形成される半円形あるいは馬蹄形の緩斜面といった地形的な特徴を持つ。

- ・地震の影響が加わると、斜面の崩壊に対する抵抗力は急激に低下する。低下した斜面の抵抗力は樹木根系の成長・回復によりある程度は上昇するが、地震前ほどには回復しない。このため、地震前には崩壊が発生しなかった弱い強度の降雨でも崩壊が発生する可能性が高まる。

- ・上記の斜面上の微地形を地震災害後に特定することにより、今後の降雨により崩壊が発生しやすい不安定化した斜面の把握が可能となる。これについては地震前後を含む複数時期の LiDAR データの比較が有効である。

- ・地震前後を含む複数時期の LiDAR データを用いて詳細な地形解析を行うことで崩壊リスクのある斜面を特定し、さらに簡易貫入試験や土質断面調査といった現地調査、雨量データ等の既存のデータを用いた統計解析を加えて斜面の崩壊リスクを検証・評価する一連の調査手法を提示した。

- ・複数時期の LiDAR データの比較による不安定化した斜面の把握は、地震以外の台風などのほかの自然災害、あるいは森林伐採といった人為改変により不安定化した斜面の特定にも適応できる可能性がある。これらについては、今後の課題となる。

本研究において提案する崩壊リスクの高い斜面を特定する手法は、災害前後の LiDAR が計測されている 2016 年 4 月に発生した熊本地震（M7.3）の災害現場でも適応が可能である。第VI章でも述べるとおり、LiDAR は計測にかかる費用が高額であること、天候不良時や夜間の計測はできないこと等の理由により頻繁に計測することが困難である。現在、UAV などから撮影された写真画像を利用した SfM 解析技術、あるいは衛星データを利用した干渉 SAR 解析技術等、新たな計測技術の開発も進められており、これらと LiDAR の計測技術と合わせ、それぞれが相互にデータを補完しあうことにより、より災害を未然に防ぐための詳細な斜面変位の観測がおこなわれることができるようになると考えられる。これについては、上記の地震以外の自然災害や森林伐採等の人為改変後の斜面崩壊の予測、あるいは下流域を含む流域全体をとおした土砂災害対策への適用も含めて、今後の課題とする。

謝辞

本研究を進めるにあたり、多くの方々からご指導ならびにご支援を受けた。

森林総合研究所の大丸裕武ディレクターには山地災害研究室室長の頃より、航空レーザー測量データおよび ArcGIS の使用方法について指導していただくとともに、本研究の調査地である 2008 年岩手宮城内陸地震の被災斜面の現地調査に何度も同行していただき、本研究を着手する際のヒントならびに研究を進めていく上での多くの助言をいただいた。森林総研の三森利昭氏、岡田康彦氏、多田泰之氏ならびに森林総研の関係各氏には現地調査への同行やゼミなどでの研究内容の発表に際し、多くの助言をいただいた。

宮城県側の現地調査ならびに航空レーザー測量データの使用については東北森林管理局宮城北部森林管理署宮城山地災害復旧対策室の歴代の室長である江坂文寿氏、川浪亜紀子氏、飯島康夫氏、金子守男氏に便宜を図っていただいた。岩手県側の調査では岩手県の関係各位に便宜を図っていただいた。

本博士論文を作成するにあたり、指導教員である檜垣大助弘前大学教授には論文の内容と取りまとめ方に関して終始、的確な指摘、指導をしていただいた。また、現地にも同行していただき、これまでの調査に関しての意見をいただくとともに、博士論文をまとめるにあたっての必要な調査内容について指導していただいた。岩手大学の井良沢道也教授、弘前大学の森 洋准教授、鄒 青穎助教、加藤千尋助教には適時、本論文の取りまとめに関して多くの適切な助言をしていただいた。弘前大学の山間地環境研究室の学生諸氏には現地を共に見ていただき、調査を手伝っていただいた。

以上の方々に深く感謝申し上げます。

摘要

1995 年の兵庫県南部地震以降、大規模地震の強振動による斜面変動にともなう災害が多発しているが、これらの災害時のみならず、その後の降雨による崩壊の発生も報告されてきた。近年は温暖化にともなう豪雨頻度の増加も予測されており、斜面崩壊の危険性の増加が危惧される中、山地において地震後の豪雨によって崩壊が発生する斜面を予測することは、防災の面で、強く社会から求められている。このことから、2008 年の岩手・宮城内陸地震の被害地域である、岩手県南部から宮城県北部地域の地震後の降雨によって崩壊が多発した斜面を対象として、地震後に発生した崩壊の分布と地形・地質および崩壊時の降雨量との関係について検討するとともに、近年発達が著しい航空レーザー測量 (Light Detection And Ranging : LiDAR) 技術により計測された詳細な地形データを利用し、崩壊前の地形的特徴を明らかにすることで、地震後の豪雨で崩壊の発生する可能性が高い同様の地形的特徴を持つ斜面の特定を行った。さらに、斜面表層の土層状態などを現地調査で把握し、特定された斜面が不安定化していることを明らかにした。

まず、2008 年岩手・宮城内陸地震によって被害を受けた山地斜面を対象として、地震直後および 3 ヶ月後に撮影された空中写真の判読結果を基に、地震発生後の 3 ヶ月間の降雨によって新たに崩壊が発生した斜面の地形、地質および期間中の降雨量との関係について検討を行った。その結果、地震直後から 3 ヶ月間に新たに発生した崩壊が全崩壊の 1 割以上を占めること、崩壊発生の誘因となった降雨が今回より前に崩壊を発生させた降雨よりも小さい確率雨量または土壌雨量指数のものであったことを明らかにした。さらに、地震後の降雨によって崩壊が発生した斜面の地形・地質の特徴から、今後の降雨により崩壊が発生する可能性が高い斜面条件は、岩手県の磐井川流域では第三紀中新世後期海成層 (酸性細粒～火山礫凝灰岩またはシルト岩・砂岩・凝灰岩) からなる傾斜が 25 度以上の斜面、宮城県の一迫川流域では新第三紀の安山岩溶岩および貫入岩類からなる傾斜が 35 度以上の斜面であることを明らかにした。

次に、崩壊のおそれがある斜面位置をより正確に特定するために、複数時期の LiDAR データを比較することで特定する方法を提案した。具体的には、地震直後および 3 ヶ月後の LiDAR データより得られる DEM (Digital Elevation Model) から作成した陰影図や等高線図、縦断面図を比較し、地震後の降雨によって崩壊が発生した斜面の地震直後、すなわち崩壊前の斜面形状について明らかにした。その結果、地震後の降雨によって崩壊した斜面では、崩壊前は直線形の山腹斜面内に半円形あるいは馬蹄形の緩斜面が形成されており、そこには地震によって斜面の変位が生じることによる亀裂が発生していたと判断された。この結果を検証するために崩壊が発生していない斜面における同様の微地形の存在箇所を特定し、現地調査からそこには地震にともない亀裂が発生していたことを明らかにした。

斜面変位が特定された斜面の崩壊リスクを明らかにするために、簡易貫入試験および斜面表層の土質断面調査を行い、土層の強度について明らかにした。その結果、亀裂が発生している緩斜面では近隣の亀裂が発生していない直線形の斜面に比べ風化層が厚く、層内あるいは下層の基盤との間に簡易貫入試験における N_c 値が 10 以下の軟弱な層が形成されていることが明らかとなった。このことから、この軟弱な層が存在する緩斜面が、地震後の降雨によって崩壊が発生する可能性が高いと考えられた。

以上のことから、地震動によって斜面の変位と地盤の破砕が生じ、それ以前から存在した可能性のある風化層も含めた斜面表層にすべり面となる軟弱層が形成され、これまでよりも少ない降雨でも斜面崩壊のリスクが高まることを明らかにした。そして、斜面の崩壊発生に対する抵抗力の地震による急激な低下とその後の樹木根系の回復にともなう増加という経年変化、および降雨強度との組み合わせで、崩壊の発生しやすさが変化する過程を示すことで、これらの現象を説明した。さらに、崩壊リスクのある斜面を特定し、検証・評価する一連の調査手法を提示した。具体的には、災害前後を含む複数時期の LiDAR データから地形図・陰影図等を作成・比較し、山腹の半円形や馬蹄形の緩斜面を捉えることが有効であり、そのような斜面で亀裂の有無、脆弱化した土層の把握を現地調査により行うことで斜面の崩壊リスクが特定できる。ここで提案した手法は、地震による崩壊事例のほか、地震以外の台風などのほかの自然災害、あるいは森林伐採といった人為的改変により不安定化した斜面の特定と危険性の評価にも適応できる可能性がある。

Summary

In addition to the many cases of earthquake-induced landslides, such as the 1995 Kobe Earthquake (M7.3), many landslides have also occurred due to rainfall after these earthquakes. Since the frequency of heavy rainfall due to global warming is predicted to increase, disaster mitigation challenges must be taken to better understand and predict the status of slopes where landslides may occur due to post-earthquake rainfall in mountainous areas. In this study, the author examined the relationship between the distribution of landslides caused by post-earthquake rain events and topography/geology and rainfall. In addition, the author used detailed topographic data taken by LiDAR (Light Detection and Ranging) technology that has developed rapidly in recent years, to identify the topographical characteristics of slopes that experienced landslides by post-earthquakes rain events following an earthquake. Based on the results of analysis, the author identified slopes where future landslides are highly probable, which the author was then confirmed by field surveys. These field surveys, particularly soil surveys, revealed the degrees of instability of the identified slopes where the risk of landslide occurrence was high.

First, by examining aerial photos taken in immediately and three months after the earthquake, the author investigated the relationship between the topography, geology, and precipitation on mountain slopes where rainfall-induced landslides had occurred following the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake (M7.2). The results show that 10% of the landslides were confirmed to have occurred, and that the amounts of triggering rainfall were relatively smaller than those of pre-earthquake landslides. In addition, the author identified and determined the topographical and geological condition of slopes that were at high risk of landslide occurrence due to rain after the earthquake.

Next, based on an analysis of LiDAR data recorded at various times, the author developed a method to more accurately identify slopes at high risk of landslide. Specifically, the author clarified the slope topography prior to landslide occurrence by comparing slope maps and contour maps and profiles created from DEM (Digital Elevation Model) made from LiDAR data recorded immediately and three months after the earthquake. The results show that a gentle semicircular or horseshoe shaped slope had been formed prior to landslide occurrence and cracks had also been formed on the slopes due to the earthquake. To verify this result, the author examined microtopographies of gentle semicircular or horseshoe shaped slopes by

comparing slope and contour maps and profiles created from LiDAR data that had not experienced landslides. The author also confirmed the existence of these gentle slopes and the associated cracks in the field surveys.

To determine the landslide risk of slopes for which displacement had been specified, the author conducted a simple corn penetration test and soil cross-section survey to investigate the strength of the soil layer on and around landslide slopes. The result showed that the weathered layer was thicker on gentle slopes on which cracks had appeared than the adjacent straight slope without any cracks. Furthermore, the author found that a weak layer with an N_c value of 10 or less by simple corn penetration test had formed in the weathered layer or between the weathered layer and the underlying substrate. Therefore, the author determined that a gentle slope in which this weak layer exists is highly likely to experience landslide occurrence from future rainfall.

Based on these findings, the author considered that when fracturing of slope materials occurred due to seismic activity, the weathering process was enhanced accordingly, so that the risk of landslide occurrence increased in response to even less rainfall amount, and schematically showed the process. The author presented a schematic diagram showing the secular change of the slope resistance and the susceptibility to landslide. Furthermore, the author identified the slope with a landslide risk and presented a flowchart of investigation method for inspection and assessment. For identifying unstable slopes with high risk of landslide occurrence, a comparison of LiDAR data over multiple periods is an effective method.

引用文献

第 I 章

秋山幸秀 (1997) 空中レーザー高密度計測の治山事業における活用方法, 第 37 回治山研究発表会論文集 : 343-350.

Chang, K. J., Taboada, A., Chan, Y. C. (2005) Geological and morphological study of the Jiufengershan landslide triggered by the Chi-Chi Taiwan earthquake, *Geomorphology* **71** : 293-309.

石垣逸朗・松崎紀雅・阿部和時・大河和夏・鈴木雅一・内山佳美 (2007) 地形・地質要因との関連性が崩壊地の発生と植生回復に与える影響—神奈川県西丹沢山地を対象として—日本緑化工学会誌 **33** (1) : 231-234.

川邊洋 (1987) 地震による斜面崩壊の研究 (I), (II), 東京大学農学部演習林報告 **77** : 49-142.

古賀省三 (2007) 地球温暖化にもとづく土砂災害対応の課題, 砂防学会誌, **60** (4) : 1-2.

Koi, T., Hotta, N., Ishigaki, I., Matuzaki, N., Uchiyama, Y., Suzuki M. (2008) Prolonged impact of earthquake-induced landslides on sediment yield in a mountain watershed: The Tanzawa region, Japan, *Geomorphology* **101** : 692-702.

小俣新重郎 (2005) 豪雨による斜面崩壊, 物理探査, **58** (6) : 599-609.

小山敢・藤田亮・前田雄・多田泰之・落合博貴・三森利昭・大丸裕武・村上亘・河合隆行・岩村尚樹 (2009) 2007 年 9 月 4 日の集中豪雨により鳥取県琴浦町で生じた斜面崩壊の特徴, 砂防学会誌, **62** (1) : 52-59.

松本舞恵・下川悦郎・地頭園隆 (1998) 1997 年鹿児島県北西部地震による花崗岩斜面の崩壊の特徴, 鹿児島大学演習林研究報告, **26** : 9-21.

宮崎裕子・千木良雅弘・黒川潮 (2005) 2000 年新島・神津島近海地震とその後の降雨による崩壊発生の地質・地形的要因について : 流紋岩質溶岩と火砕物からなる斜面の崩壊の例, 地形, **26** : 205-214.

村上亘・大丸裕武・小川泰浩・黒川潮・多田泰之・三森利昭・安田正次・斎藤仁 (2009) 岩手宮城内陸地震において崩壊斜面背後の山地稜線部に形成された亀裂, 日本地理学会発表要旨集, **75** : 217.

村上亘・大丸裕武・江坂文寿 (2013a) 2008 年岩手・宮城内陸地震後に発生した 2 次的な斜面崩壊の地形・地質的特徴, 森林総合研究所研究報告, **12** (1) : 23-40.

村上亘・大丸裕武・向山栄・川浪亜紀子 (2013b) 2008 年岩手・宮城内陸地震にともなう線状凹地の拡大と斜面の重力変形, 地形, **34** (1) : 55-67.

- 西村賢・海堀正博（2002）地震動の影響を受けた地域における降雨と斜面崩壊発生との関係について，広島大学総合科学部起用IV理系編，**28**：35-47.
- 沖村孝・鳥居宣之・永井久徳（1998）地震後の降雨により発生した斜面崩壊メカニズムの一考察，建設工学研究論文報告集，No.40-B：97-114.
- Robinson, T. R., Davies, T. R. H., Wilson, T. M., Orchiston, C. (2016) Coseismic landsliding estimates for an Alpine Fault earthquake and the consequences for erosion of the Southern Alps, New Zealand, *Geomorphology*, **263**：71-86.
- 田結庄良昭・藤田智子（1996）兵庫県南部地震とその後の降雨による斜面崩壊，応用地質，**37**（3）：35-45.
- 富田陽子・桜井亘・中庸充（1996）六甲山系における地震後の降雨による崩壊地の拡大について，新砂防，**48**（6）：15-21.
- 山越隆雄・松岡暁・田村圭司・寺田秀樹・長井義樹・丸山準・小竹利明・小川紀一郎（2009）地震後の降雨・融雪に伴う土砂生産特性について：兵庫県南部地震と新潟県中越地震の比較，地形，**30**：54.
- 横山俊治・菊山浩喜（1997）1995年兵庫県南部地震時に発生した六甲花崗岩地域の斜面崩壊の運動様式と機構，地すべり，**34**（3）：17-24.

第Ⅱ章

- 阿部和夫(1987)：カザリン・アイオン台風による一関水害の復元とそれに関する若干の知見，水利科学，**31**（2）：57-81.
- 阿部和夫(1998)：カスリーン（カザリン）台風による一関水害の復元とその特徴，水利科学，**42**（4）：43-61.
- 防災科学技術研究所（2008）" 強震ネットワーク K- NET",
<http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/quake/>.
- 大丸裕武・村上亘・多田泰之・三森利昭（2010）岩手宮城内陸地震による一迫川上流部の崩壊発生とバレーバルジング，地形，**31**：61.
- 大丸裕武・村上亘・多田泰之・岡本隆・三森利昭・江坂文寿（2011）2008年岩手・宮城内陸地震による一迫川上流域の崩壊発生環境，日本地すべり学会誌，**48**：147-159.
- 平松晋也・水山高久・石川芳治・小山内信智（1999）地震により斜面上に形成された亀裂が土砂生産危険度に及ぼす影響，地すべり，**36**（2）：3-12.
- 井良沢道也・牛山素行・川邊洋・藤田正治・里深好文・檜垣大助・内田太郎・池田暁彦（2008）平成20年（2008年）岩手・宮城内陸地震により発生した土砂災害について，砂防学会誌，**61**（3）：37-46.
- 岩井重久・石黒政儀（1972）応用水文統計学：148-174，森北出版.

気象庁 (2012) 土壌雨量指数,

<http://www.ima.go.jp/ima/kisyou/known/bosai/dojoshisu.html> (参照 2013 年 5 月 15 日).

北村信 (1986) 新生代東北本州弧地質資料集, 第 2 巻その 8 島弧横断ルート No.20 (鬼首ー細倉ー花泉).

栗駒地熱地域地質図編集グループ (1986) 1/10 万栗駒地熱地質図説明書, 特殊地質図 (21-3), 地質調査所: 26p.

三森利昭・大丸裕武・黒川潮・岡本隆・村上亘・多田泰之・小川泰浩・岡田康彦・大野泰宏・野口正二・安田幸生・浅野志穂・安田正次 (2009) 宮城・岩手内陸地震で発生した崩壊の特徴, 第 58 回平成 21 年度砂防学会研究発表会概要集: T-103.

三森利昭・多田泰之・村上亘・大丸裕武・安田幸生・野口 正二 (2012) 平成 20 年 (2008 年) 岩手・宮城内陸地震による土砂災害の概要とその特徴, 森林総合研究所研究報告, 11 (3): 97-120.

村上亘・大丸裕武・小川泰浩・黒川潮・多田泰之・三森利昭・安田正次・斎藤仁 (2009) 岩手宮城内陸地震において崩壊斜面背後の山地稜線部に形成された亀裂, 2009 年春季学術大会日本地理学会発表要旨集, 217.

村上亘・大丸裕武・江坂文寿 (2013a) 2008 年岩手・宮城内陸地震後に発生した 2 次的な斜面崩壊の地形・地質的特徴, 森林総合研究所研究報告, 12 (1): 23-40.

野口正二・安田幸生・多田泰之・三森利昭 (2012) 2008 年岩手・宮城内陸地震災害地周辺の先行土湿野季節変動, 森林総合研究所研究報告, 11 (3): 151-160.

牛山素行 (2002) 2002 年 7 月 9 日~12 日の台風 6 号による豪雨災害の特徴, 自然災害科学, 21 (3): 285-297.

第三章

大丸裕武・黒川潮・村上亘・松浦純生 (2013) 多時期地理情報からみた千頭地域の深層崩壊発生斜面の地形的特徴, 日本地すべり学会誌, 50 (1): 24-33.

小山敢・藤田亮・前田雄・多田泰之・落合博貴・三森利昭・大丸裕武・村上亘・河合隆行・岩村尚樹 (2009) 2007 年 9 月 4 日の集中豪雨により鳥取県琴浦町で生じた斜面崩壊の特徴, 砂防学会誌, 62 (1): 52-59.

栗駒地熱地域地質図編集グループ (1986) 1/10 万栗駒地熱地質図説明書, 特殊地質図 (21-3), 地質調査所: 26p.

村上亘・大丸裕武・向山栄・川浪亜紀子 (2013b) 2008 年岩手・宮城内陸地震にともなう線状凹地の拡大と斜面の重力変形, 地形, 34 (1): 55-67.

村上亘 (2016) 航空レーザー測量で山の変形を測る, 森林科学, 76: 36-37.

村上亘・大丸裕武・金子守男 (2017) 2008 年岩手・宮城内陸地震後の降雨により崩壊が発生した山地斜面の地形的特徴, 日本地すべり学会誌, 54 (1): 3-12.

第Ⅳ章

千木良雅弘（1995）風化と崩壊，近未来社：204p.

村上亘・大丸裕武・江坂文寿（2013a）2008 年岩手・宮城内陸地震後に発生した 2 次的な斜面崩壊の地形・地質的特徴，森林総合研究所研究報告，**12**（1）：23-40.

村上亘・大丸裕武・金子守男（2017）2008 年岩手・宮城内陸地震後の降雨により崩壊が発生した山地斜面の地形的特徴，日本地すべり学会誌，**54**（1）：3-12.

小山内信智・内田太郎・曾我部匡敏・寺田秀樹・近藤浩一（2005）簡易貫入試験を用いた崩壊の恐れのある層厚推定に関する研究，国土技術政策総合研究所資料，**261**：46 p.

吉永秀一郎・大貫靖浩（1995）簡易貫入試験による土層の物理性の推定，新砂防，**48**（3）：22-28.

第Ⅴ章

阿部和時（1984）樹木根系の分布特性と斜面の保護・安定効果，緑化工技術，**10**（3）：1-9.

西村賢・海堀正博（2002）地震動の影響を受けた地域における降雨と斜面崩壊発生との関係について，広島大学総合科学部起用Ⅳ理系編，**28**：35-47.

今村遼平（2007）山地災害の「免疫性」について，応用地質，**48**（3）：132-140.

飯田智之・奥西一夫（1979）風化表層土の崩壊による斜面発達について，地理学評論，**52**（8）：426-438.

飯田智之（1993）表層崩壊の免疫性と崩壊確率モデル，地形，**14**（1）：17-31.

飯田智之（1996）土層深頻度分布から見た崩壊確率，地形，**17**（2）：69-88.

向山栄・江川真史（2009）2 時期の細密 DEM から作成した地形画像解析により推定した平成 20 年（2008 年）岩手・宮城内陸地震における荒砥沢ダム周辺の地表変動，日本応用地質学会平成 21 年度研究発表会講演論文集：3-4.

村上亘・大丸裕武・江坂文寿（2013a）2008 年岩手・宮城内陸地震後に発生した 2 次的な斜面崩壊の地形・地質的特徴，森林総合研究所研究報告，**12**（1）：23-40.

村上亘・大丸裕武・向山栄・川浪亜紀子（2013b）2008 年岩手・宮城内陸地震にともなう線状凹地の拡大と斜面の重力変形，地形，**34**（1）：55-67.

Murakami, W., Daimaru, H. and Iijima, Y. (2015) Gravitational deformation of the slope caused by the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake captured by the comparison of airborne LiDAR data at plural time, XIX INQUA Congress: T01471.

村上亘・齋藤仁・大丸裕武（2015）長野県南木曽地域における 1959 年伊勢湾台風による風倒被害とその後に発生した斜面崩壊の関係について，日本地球惑星科学連合 2015 年大会：HDS25 - P11.

村上亘・大丸裕武・金子守男（2017）2008 年岩手・宮城内陸地震後の降雨により崩壊

- が発生した山地斜面の地形的特徴, 日本地すべり学会誌, 54 (1) : 3-12.
- 日本地すべり学会 (2013) 類型化に基づく地震による斜面変動発生危険箇所評価手法の開発 報告書, http://japan.landslide-soc.org/news/2013/kasen_02.pdf (参照 2017 年 8 月 23 日).
- 執印康裕・鶴見和樹・松英恵吾・有賀一広・田坂聡明 (2009) 分布型表層崩壊モデルによる樹木根系の崩壊防止機能の定量的評価について, 日本緑化工学会誌, 35 (1) : 9-14.
- 塚本良則 (1987) 樹木根系の崩壊抑止効果に関する研究, 東京農工大学農学部演習林報告, 23 : 65-125.

第Ⅵ章

- 藤原智・小沢慎三郎・村上亮・飛田幹男 (2000) 干渉 SAR によってえられた地表変位の勾配解析による 1995 年兵庫県南部地震の地表断層位置推定, 地震, 53 : 127-136.
- 平松晋也・黒岩知恵・荒砂隆文 (2002) 森林伐採や植栽面積の変化が流域の土砂生産状況に及ぼす影響, 砂防学会誌, 55 (4) : 3-11.
- 稲垣秀輝 (1999) 植生の違いによる風倒木の発生と斜面崩壊, 応用地質, 40 (4) : 196-206.
- Marco, M., Michele, S., Stefano, S., Salvatore, S. and Fawzi, D. (2007) The relationship between seismic deformation and deep-seated gravitational movements during the 1997 Umbria-Marche (Central Italy) earthquakes : Geomorphology, 89 : 297-307.
- 松村和樹・高浜淳一郎 (1999) 風倒木地における表層崩壊機構に関する考察, 砂防学会誌, 52 (3) : 11-17.
- 村上亘・細田育広 (2007) 治山堰堤建設に伴う後背地の地形と植生の変化, 季刊地理学, 59 (2) : 87-98.
- 村上亘・細田育広・野口正二 (2010) 多雪山地源流域における流出土砂量の経時変化, 地形, 31 (2) : 171-192.
- 村上亘・小川明穂 (2016) 2013 年台風 26 号により伊豆大島で崩壊が発生した斜面周辺に見られる風倒木の特徴について, 森林総合研究所研究報告, 15 (1-2) : 39-47.
- 村上亘・齋藤仁・大丸裕武 (2014) 九州, 市房山北部の山地斜面における崩壊発生と森林伐採の関係について, 農林水産省 平成 25 年度 委託プロジェクト研究, 気候変動に対応した循環型食料生産等の確立のためのプロジェクト研究成果発表会「地球温暖化の中で森林を活かす」, T-04 : 50.
- Neugirg, F., Stark, M., Kaiser, A., Vlacilova, M., Della Seta, M., Vergari, F., Schmidt, J., Becht, M. and Haas, F. (2016) Erosion processes in calanchi in the Upper Orcia Valley, Southern Tuscany, Italy based on multitemporal high-resolution terrestrial LiDAR and UAV surveys, Geomorphology, 269 : 8-22.

- Saito, H., Murakami, W., Daimaru, H. and Oguchi, T. (2016) Effect of forest clear-cutting on landslide occurrences: Analysis of rainfall thresholds at Mt. Ichifusa, Japan, *Geomorphology*, **276** : 1-7.
- 齋藤仁・内山庄一郎・小花和宏之・早川裕弐 (2017) 豪雨と地震に伴う阿蘇火山・水仙峡での斜面崩壊-UAV と SfM 多視点ステレオ写真測量を用いて-, 日本地理学会発表要旨集, **90** : 121.
- 崎尾均・鈴木和次郎 (1997) 水辺の森林植生 (溪畔林・河畔林) の現状・構造・機能および砂防工事による影響, 砂防学会誌, **49** (6) : 40-48.
- 竹下敬司・金 錫権 (1994) 風倒木根系による土層攪乱と斜面崩壊, 日本林学会論文集, **105** : 611-614.
- 谷口房一・小川恒一・江口真由美・山口和也・水山高久・小杉賢一朗 (2001) 風倒木発生斜面における崩壊発生降雨量の変化, 砂防学会誌, **54** (1) : 77-80.
- 塚本良則・窪田順平 (1991) 斜面プロセスにおける森林の役割, 地形, **12** (3) : 243-257.
- 宇根寛・佐藤浩・矢来博司・飛田幹男 (2008) SAR 干渉画像を用いた能登半島地震及び中越沖地震に伴う地表変動の解析 : 日本地すべり学会誌, **45** : 125-131.

学会誌公表論文リスト

1. 村上亘・大丸裕武・金子守男 2008 年岩手・宮城内陸地震後の降雨により崩壊が発生した山地斜面の地形的特徴, 日本地すべり学会誌, **54**-1, p.3-12, 2017 年 1 月
2. 村上亘・大丸裕武・向山栄・川浪亜紀子: 2008 年岩手・宮城内陸地震にともなう線状凹地の拡大と重力変形, 地形, **34**-1, p.55-67, 2013 年 1 月