

平成30年北海道胆振東部地震による土砂災害の特徴

On the Features of Landslides Triggered by the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake

王功輝・古谷元⁽¹⁾・渡部直喜⁽²⁾・土井一生・馬寧

Gonghui WANG, Gen FURUYA⁽¹⁾, Naoki WATANABE⁽²⁾, Issei DOI and Ning MA

(1) 富山県立大学・工学部

(2) 新潟大学・災害・復興科学研究所

(1) Faculty of Engineering, Toyama Prefectural University

(2) Research Institute for Natural Hazards and Disaster Recovery, Niigata University

Synopsis

Numerous landslides were triggered by 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake on the tephra slopes, resulting in 36 casualties. Although one large landslide was initiated with its sliding surface being in the bedrock of sandstone and siltstone, most of them occurred on the tephra slope. To understand the initiation and movement mechanisms of these landslides occurring on tephra slopes, we performed field investigation (including geophysical survey, penetration test and field director shear box tests), and also conducted dynamic shear tests on the tephra samples taken from the sliding surface. Based on the results, we introduce the features of these landslides, and also made preliminarily analyses on the possible initiation and movement mechanisms of some landslides occurring on tephra slopes.

キーワード: 2018北海道胆振東部地震, 地すべり, テフラ斜面, 微動観測, 発生機構, 運動機構

Keywords: The 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake, landslide, tephra slope, microtremor observation, initiation mechanism, landsliding mechanism

1. はじめに

2018年9月6日3時8分頃に、北海道胆振地方中東部（緯度：42度41分24秒；東経：142度00分24秒；深さ：37 km）を震源としてM_j6.7の地震が発生した(Fig. 1) (防災科学技術研究所, 2018)。この地震は気象庁により「平成30年北海道胆振東部地震」と命名され、北海道で統計を取り出してから初めて“震度7”の強い地震動が観測された。それにより、北海道勇払郡むかわ町, 厚真町, 及び安平町を中心に、膨大な数の斜面崩壊や地すべりなど (Fig. 2, 国土地理院, 2018) が発生し、36名の犠牲者をはじめとして、甚大な人的・

物的被害が生じた。

筆者らは、2018年9月26～30日、及び10月17～22日に、厚真町で発生した斜面崩壊及び地すべりに対して現地調査や微動観測、そして土質実験を実施した。本報告はその結果を取り纏める。

2. 土砂災害地域の地質背景

土砂災害が発生した地域の基盤は、新第三紀中新世の砂岩泥岩互層、礫岩、及び砂岩（振老層 Fu と河端層 Kb）、珪藻質～珪質の硬質泥岩及び海緑石砂岩（軽舞層 Ka）、そして砂岩、及び礫岩を伴う珪藻質

シルト岩（萌別層 Mb）からなる．産業技術総合研究所(2018)によると，厚真町の丘陵地は，砂岩及び礫岩を含む海成層が基盤として広く分布し，その上に，段丘堆積物，沖積層および火山砕屑堆積物などが覆っている（Fig. 3）．これらの火砕碎屑堆積物は，厚真町の西方約 45 km の支笏カルデラから約 4 万年前に噴出した支笏降下軽石層(Spfa-1)，恵庭火山の噴火による降下軽石層(En-a: 20,000 y.B.P.)，樽前火山から飛来した降下軽石層(Ta-d: 9000; Ta-c: 3000, Ta-b,-a: 300 y.B.P)である．写真 1 はこれらの堆積物の層順を示す一例である（中川他，2018）．

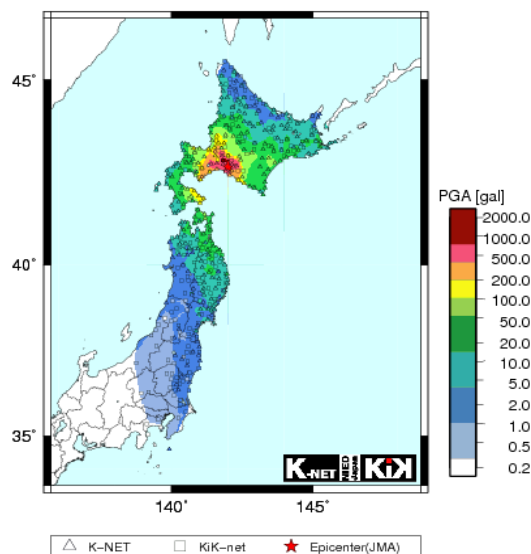


Fig. 1 Maximum acceleration distribution during the 2018 Hokkaido Eastern Iwate Earthquake (after NIED, 2018)

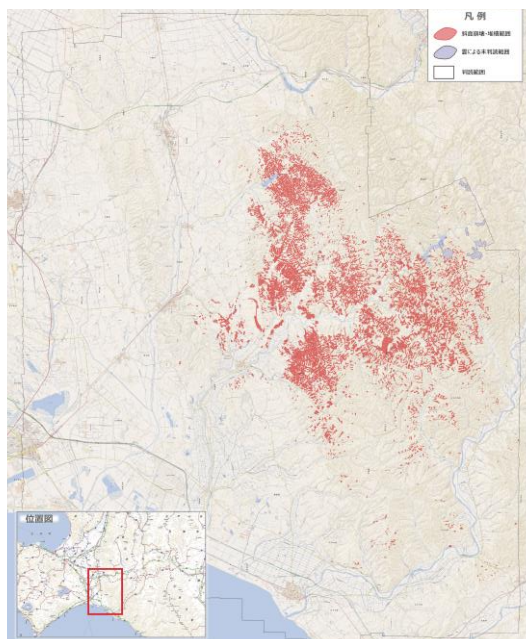


Fig. 2. Distribution of landslides triggered by the 2018 Hokkaido Eastern Iwate Earthquake (after GSJ, 2018)

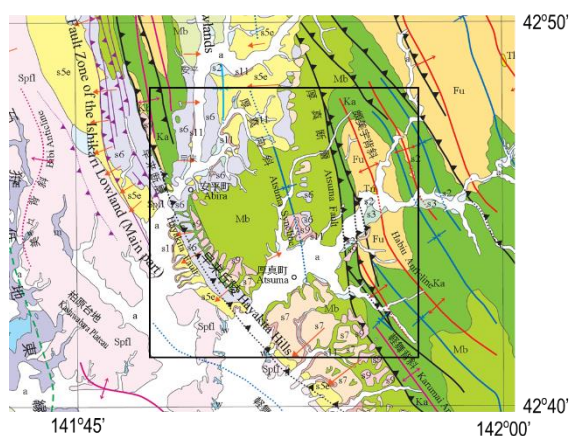


Fig. 3 Geological map of Atsuma and Ikotsuko areas (after AIST, 2018)

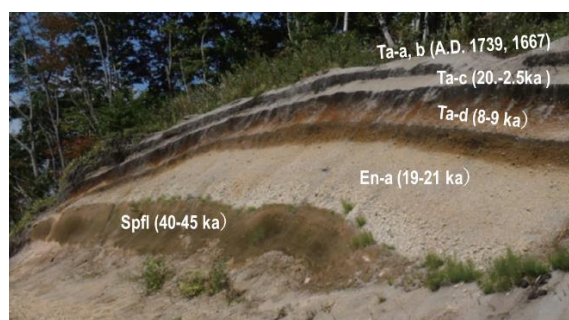


Photo 1 Tephra layers resulting from post-caldera volcanoes of Shikotsu volcano and Eniwa and Tarumai volcanoes (after Nakagawa et al., 2018)

3. 厚真町において発生した土砂災害

今回の地震において，安平町，厚真町，むかわ町にわたる丘陵地域の20 km四方の範囲を中心に，6000箇所を超える斜面崩壊や地すべりなどが集中的に発生した．これらの一例としてPhoto 2に，厚真町高丘地域で発生した斜面崩壊を示す．この写真において，稜線部を除いて，全面的に斜面崩壊が発生したことが分かる．また，田圃に堆積している崩壊土砂の範囲および特徴から，道路沿いの斜面から崩壊した土砂が流動化したことが推察される．



Photo 2 Landslides occurring on Takaoka area of Atsuma Town (Taken on September 28, 2018)

3.1 吉野地区の斜面崩壊

今回の地震で最も被害の大きかった吉野地区 (Photo 3) では、斜面の広範囲にわたって大規模な斜面崩壊が発生し、の脚部斜面沿いの住宅が被災し、19名の犠牲者が出た。崩壊土砂の移動形態は、移動土砂が斜面上の樹木を乗せたまま流下し (Photo 4)、住宅を巻き込み、一部の崩壊土砂は長距離を移動した後に、田圃に堆積した。当該地区の崩壊斜面を観察したところ、斜面の微地形は沢地形 (区域A) と平滑斜面 (区域B) と二種類に分類できた。そして、これらのうち、沢地形の斜面から移動した土砂は、移動距離が長い傾向が認められた。

一方、鞍部的な地形を呈している区域Cでは、斜面崩壊が発生しなかったため、斜面下方の民家には斜面崩壊による直接的な被害がなかった。

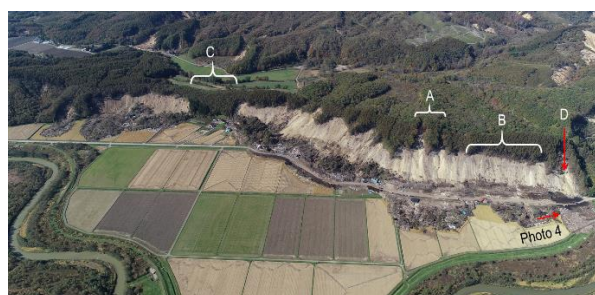


Photo 3 Landslides on Yoshino area (Taken on October 20, 2018)



Photo 4 Tree originating from the source area of the slope and depositing on the rice paddy with displaced landslide mass. Location was shown in Photo 3.

Photo 3に示す区域Dにおける崩壊のすべり面、及び側方崖を観察したところ、すべり面はTa-d火山灰層の下部に発生しており、Ta-d火山灰層の基底に厚

さ数cm 程度の高い含水量を持つ粘土層が認められた (Photo 5)。また、Ta-dより上位の土層は、黒色土、Ta-c 火山灰、黒色土、Ta-b 火山灰、及び表土で構成されていた。

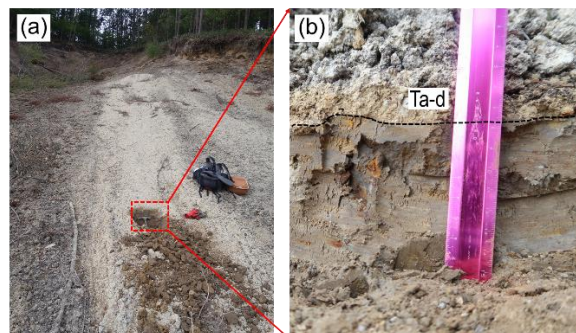


Photo 5 Outcropped sliding surface (a) and a close-up view of the soil layers underlaid the sliding surface (b) at D area shown in Photo 3

3.2 富里地区の斜面崩壊

富里地区は吉野地区から東2.5 kmに位置する。幅約700 mに渡る斜面において、連続して大規模崩壊が発生した (Photo 6)。崩壊土砂が斜面直下にある富里浄水場や家屋及び高齢者生活自立支援センターなどに甚大な被害を与え、4名の犠牲者を出した。また、この浄水場の損壊 (Photo 7)により、1100戸以上が断水したために、災害の復旧に大きな影響を与えた。



Photo 6 Landslides on Tomisato area (After Google earth, photo of September 11, 2018)



Photo 7 Downslope view of the Water tower with the imprint of landsliding debris on Tomisato area shown in Photo 6



Photo 8 A fluidized landslide on west side of the slope shown in Photo 6 (Taken on September 28, 2018)

Photo 6で分かるように、浄水場施設の背後の斜面に山頂付近まで延びる沢があり、その沢に沿って複数の崩壊が発生し、崩壊土砂が沢の堆積物と一緒に流下した（Photo 8）。流下した土砂は沢の出口から田圃の上を約200 m移動し、堆積した。これにより、数件の家が壊された。

富里地区の崩壊は、吉野地区の崩壊と同様に、Ta-d火山灰層の下部にすべり面が発生したと推察される。また、すべり面付近に粘土化した土層も確認された（Photo 9）。この粘土層から土試料を採取し、粘土鉱物を分析したところ、ハロイサイトが形成されていることが分かった（Fig. 4）。

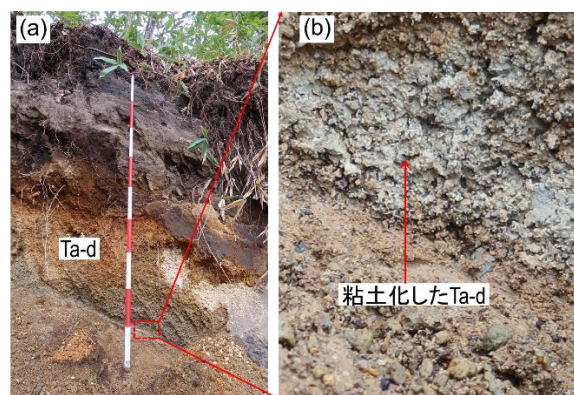


Photo 9 (a) Vertical profile of the side scarp of landslide on Tomisato area, and (b) clayey soils in Ta-d tephra layer

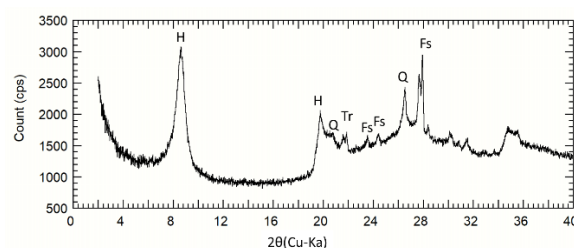


Fig. 4 Reflection peaks of halloysite in clayey soil sample from Ta-d tephra layer shown in Photo 9(b)

3.3 日高幌内の大規模岩盤地すべり



Photo 10 Large-scale landslide on Hidaka-Horonai area. ■: Power tower; □: Former location of power tower (taken on October 18, 2018)



Photo 11 Outcropped bedrock on the source area of Hidaka-Horonai landslide



Photo 12 Surface of the outcropped bedrock on the source area of Hidaka-Horonai landslide

日高幌内地区では、今回の地震において最大規模の岩盤地すべりが発生した（Photo 10）。地すべり発生箇所周辺における基岩は、珪藻質～珪質の硬質泥岩及び海緑石砂岩からなる軽舞層であり、地すべり発生箇所の層理は南～南東へ10°程度であった。地すべりの滑動は、並進性のものであり、層理面がす

べり面になった可能性が考えられる。移動した地すべり土塊の長さは約850m、幅は約400mである。この地すべりの土塊は、斜面に沿って約350mを移動して、日高幌内川を堰き止め、長さ約1100m、高さ約50mの大規模天然ダムを形成した。Photo 11 と Photo 12は、源頭部に露出した泥岩岩塊の表面である。これらの写真より、基岩となる泥岩は、節理がよく発達しているため、風化しやすいと推察される。

4. 斜面崩壊に対する物性調査

4.1 土壌硬度



Photo 13: Location of Yanamaka Penetration test on Tomisato landslide area

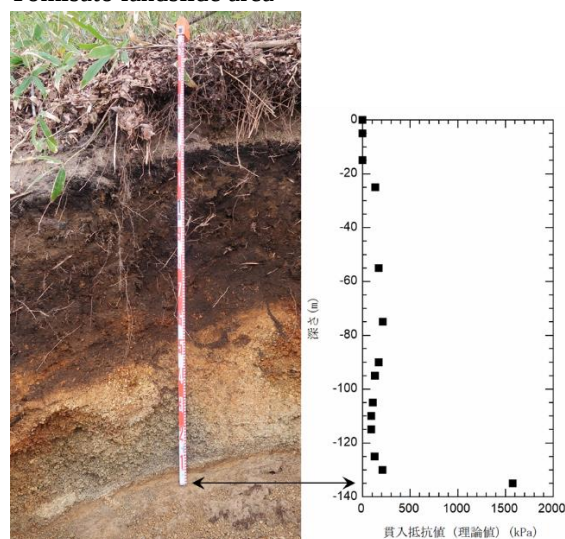


Fig. 5 (a) Profile of the tephra layers on the scarp of Tomisato landslide shown in Photo 13; (b) Penetration value against soil layer depth

富里崩壊地の源頭部において、滑落崖を鉛直に整形し、山中式土壌硬度計（山中・松尾, 1962）を用いて、異なる土層の土壌硬度を測定した。測定箇所を Photo 13に示す。計測は、各土層断面に対して土壌硬度計を垂直に押し込み、貫入量(mm)を読み取った。なお、各土層での計測は、6回行い、これらの測定値の平均値をその土層の硬度とした。Fig.5に計測結果を示す。Fig. 5aより、地表から135 cm深の所に、すべ

り面の下位であるEn-a地層が露出している。すべり面より上位における貫入抵抗値は、200 kPaより小さい。一方、En-a層上面は、礫や堅い粘土層があるため、貫入抵抗値が著しく大きくなることが認められる。

4.2 斜面における貫入試験

斜面崩壊発生箇所の斜面内部構造を把握するために、吉野地区の非崩壊斜面（Photo 3に示すCとD区域）において、簡易貫入実験を実施した。D区域においては、側方崖観察断面のごく近傍の斜面、及び崩壊後に露出したすべり面より試験を実施した。その結果をFig. 6に示す。Fig. 6cに示すすべり面より浅い土層においては、Nd値は10より小さい。一方、すべり面より深においては、深さの増加に伴って、Nd値が大きくなるが、ある深度（ D_p ）を超えると、減少する傾向が認められる。すべり面から D_p の間の土層は、恐らくEn-aの上部の礫を含む粘土層の可能性が考えられる。

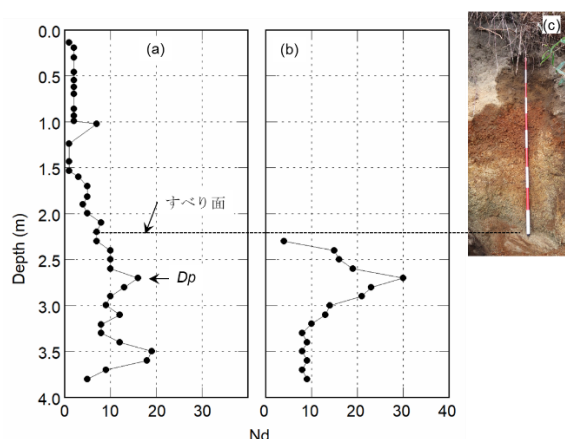


Fig. 6 Penetration tests on the side slope and sliding surface of D area shown in Photo 3. (a) on the slope of the later scarp, (b) on the sliding surface; (c) later side of the landslide showing the soil layers

C区域においては、4箇所（山頂点①と②；中腹点③；下方点④）で調査を行った（Photo13に示す）。これらの結果をFig. 7に示す。いずれの箇所においても、地表面からある深度までの貫入値は、若干な変動があるものの、全体として小さいことが分かる。一方、ある深度より深くなると、深度の増加に伴って、貫入値が大きくなる傾向が認められる。この貫入値が大きくなる付近の土層は恐らくTa-dの下部と推察される。もしそうであれば、山頂付近では、Ta-dまでのフフラ層が厚いと推測される。今後は、この斜面においてTa-dまでのテフラ層の層厚分布状態を調べて、地震時に斜面崩壊が発生しなかった原因を究明することが必要である。



Photo 14 Locations of penetration tests on slope without landslide (Yoshino area)

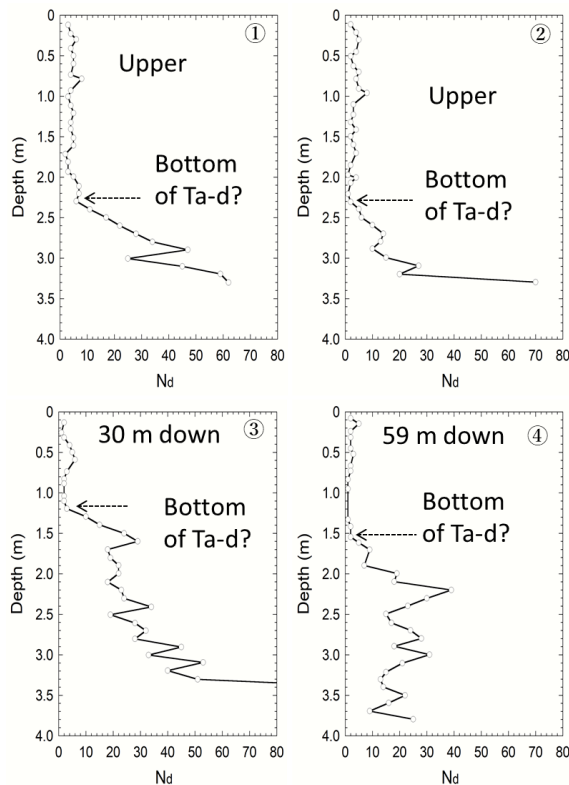


Fig. 7 Results of penetration tests on the slope of C area shown in Photo 3. ①～④: Locations of tests shown in Photo 13. Note that the distances shown in ③ and ④ are slope distances measured from point ②, respectively

4.3 現場一面せん断実験

地震時斜面崩壊の発生機構を解明するために、現場一面せん断試験を実施し、すべり面付近の土層のせん断挙動を調べた。Photo 3に示すD区域の側方崖を整形し、露出したすべり面付近のTa-d層 (Photo 15に示すS1～S3) から不攪乱試料 (10 cm x 10 cm x 10 cm) を採取し、原位置一面せん断試験機を用いて、せん断試験を実施した。試験条件は、採取した試料を45 kPaの垂直応力で正規圧密した後に、1 mm/minの速度で試料のせん断抵抗が一定になるまでせん断

させた。

採集試料は、Photo 15に示すように、S1とS2は褐色の土層から、S3は楔状に分布している風化土層からのものである。S1, S2, 及びS3の含水比はそれぞれ109%, 124.6%, 及び194.5%である。これらの試料を用いて、せん断試験を実施した結果をFig. 8に示す。この図より試料のせん断抵抗は、試料の風化度および含水量によって異なることが認められる。特にS3は風化して粘土化した試料であるため、含水比が著しく高い。この土層に関する粘土鉱物分析はまだ実施されていないが、そのせん断強度 (ピーク及び残留強度) はS1とS2に比べて著しく低いことが分かる。また、S2とS3に対して透水実験を行ったところ、透水係数はそれぞれ 10^{-5} m/sと 10^{-7} m/sのオーダーであった。これらの風化土層の分布とすべり面の形成について調べる必要があるが、今後の課題にしたい。

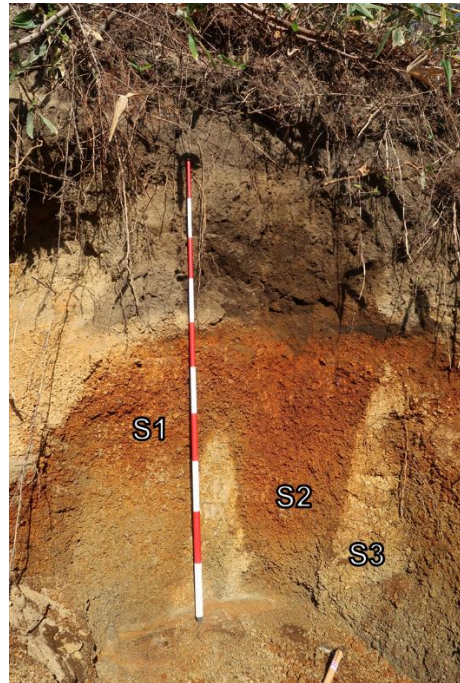


Photo 15 Sampling locations for in situ direct shear box tests at D area shown in Photo 3

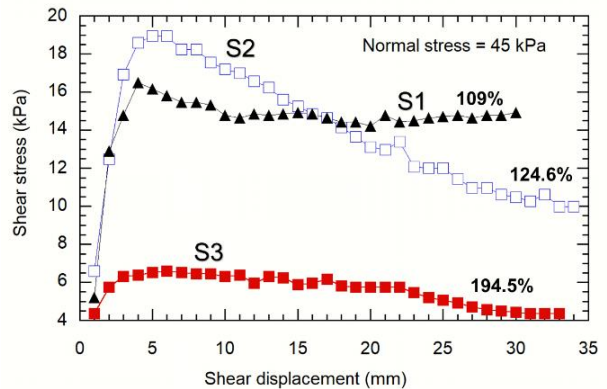


Fig. 8 In-situ direct shear box tests on samples of S1, S2, and S3 shown in Photo 15

4.4 微動観測

地震時の斜面崩壊の発生機構を解明するためには、まずテフラ斜面の振動特性を究明することが不可欠である。そこで、地震によって崩壊した斜面の内外において微動観測を吉野地区と富里地区で実施した。この観測には、微動探査用計測装置McSEIS-MT NEOを用いた。吉野地区のD区域（Photo 3に示す）及び富里の崩壊地（Photo 13の赤丸に占める区域）においては、崩壊により露出したすべり面とその横に残っている非崩壊斜面を対象とした。また、吉野地区のC区域の非崩壊斜面でも展開した。Photo 16には、富里地区における観測の様子を示す。観測方法は、観測点の地面を水平に整形した後に、微動探査用計測装置を設置し、100 Hzのサンプリング周波数で20～60分間の収録とした。2018年9月29日に富里地区において実施した観測点をFig. 9に示す。実際に観測されたデータの一例として、Fig. 9に示す観測点0917における観測データをFig. 10に示す。



Photo 16 Microtremour observation on the sliding surface (a) and on the neighboring slope (b) in Tomisato area

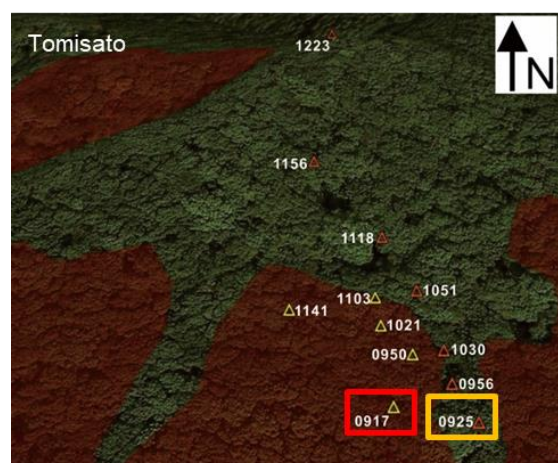


Fig. 9 Microtremour observation on Tomisato area. Δ : Locations of each measure point; 0917: Measurement start time of 09:17 on September 29, 2018

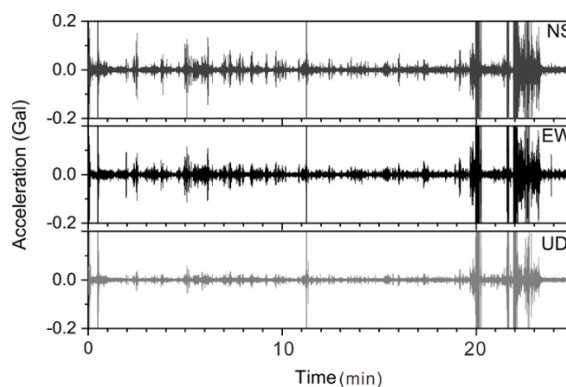


Fig. 10 Seismic records at observation point Δ 0917 shown in Fig.9

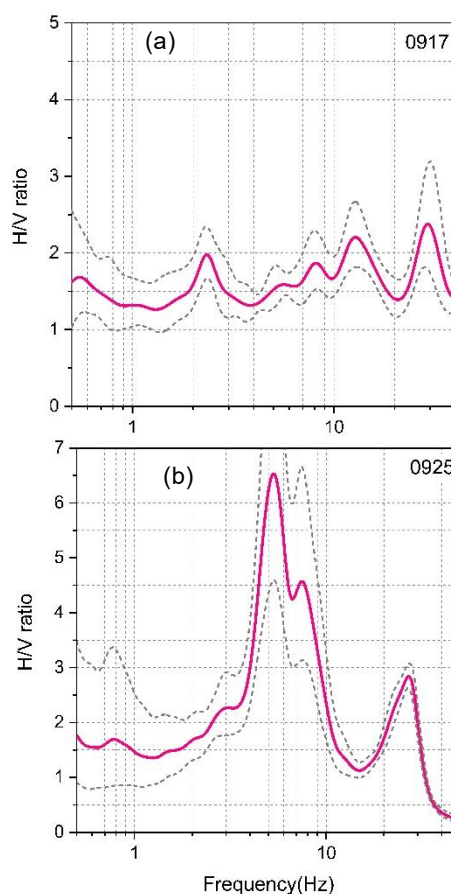


Fig. 11 Amplification characteristics for site 0917 (a) and site 0925 (b) shown in Fig. 9

各観測点において計測した常時微動データは、まず、各成分（EW, NS, UD）の記録を高速フーリエ変換した。次に、EWとNSのスペクトルから水平面でのスペクトルを計算し、そのスペクトルから水平／上下の比（H/V ratio）（中村，1988）を求めた。Fig. 11に、崩壊部のすべり面上になる観測点0917と非崩壊斜面になる観測点0925に対するH/V ratio解析結果を示す。観測点0917（すべり面の上）の結果（Fig. 11a）から、H/V ratioのには複数のピークが存在することが分かる。しかし、いずれのピーク値は約2であるた

め、これらのピーク値から卓越周波数の抽出は難しいと思われる。一方、非崩壊斜面における観測点0925の結果 (Fig. 11b) では、2つのピークが存在することが分かる。これらのピークが対応する周波数は、それぞれ5 Hz付近と25 Hz付近である。低周波数の卓越振動は、斜面全体の固有周波数を示唆していると考えられる。また、高周波数の卓越振動は表層のテフラ層による影響だと推察される。一方、低周波の卓越周波数は隣接の観測点0917と比べると、大きく変動した。その原因としては、観測点における高低差や地形および土層厚などが考えられるが、詳細な検討は今後の課題にしたい。また、本震時に崩壊域周辺における地震動の卓越周波数の特徴と崩壊斜面の固有周波数との関係に関する分析も現在進行中であるため、解析結果を今後の報告に纏めたい。

4.5 先行降雨による影響

斜面崩壊の誘因としては、強い地震動以外に、地震前の降雨が考えられる。Fig. 12にAMeDAS厚真の7月1日から9月5日までの降雨量データを示す。厚真町周辺では、地震前日の9月5日における降雨量が、10数ミリ程度であった。この降水量は、斜面崩壊に直接的に大きな影響を与えたと考えがたい。しかし、7月上旬および8月中旬には、50 mm/dayの降雨量があった。これらの降雨が今回の群発した斜面崩壊の発生・運動にどのような影響を与えたかについては、より詳細な調査が必要となる。

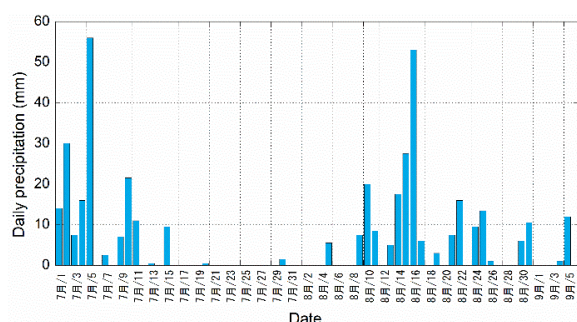


Fig. 12 Daily precipitation during July 1~September 5, 2018, at AMeDAS Atsuma

5. まとめと今後の課題

北海道胆振東部地震による土砂災害の現地調査や観測、及び室内実験研究は、まだ進行中であるが、現時点の現地調査および計測を実施した結果を纏めると、以下になる。

今回の地震では、厚真町をはじめとして、その周辺部で6000箇所を超える斜面崩壊や地すべりが発生した。そのうち吉野地区や富里地区で発生した斜面崩壊は、移動土砂が斜面に殆ど残らなかったものの、

滑動の形態が平滑斜面を呈するものと谷地形を呈するものに分けられる。特に、沢地形から移動した土砂の流動性が高いことが認められた。

多くの斜面崩壊においては、Ta-dの下位においてすべり面が形成されていることが認められた。また、すべり面上の土層においては、風化して粘土化した土層が認められ、この土層の含水比が高く、せん断強度が小さいことが分かった。

日高幌内地区では大規模岩盤地すべりが発生した。この地すべりは層理面がすべり面になった可能性がある。移動土塊は斜面に平行して約350 m滑動した後、日高幌内川を堰き止めて、天然ダムを形成させた。

微動観測を実施した結果、崩壊斜面のすべり面には、明瞭な卓越周波数が得られなかったことに対して、非崩壊斜面では、卓越周波数が高いことが認められた。

本調査において、未解明な点が多い。例えば、①緩斜面において発生した大規模長距離移動岩盤地すべりの発生・運動機構の解明；②テフラ斜面の土壌持水性特性と先行降雨による影響；③テフラ土層の風化特性とせん断挙動；④テフラで覆われる斜面における地震動特徴と本震時の斜面地震動特徴との関係等が挙げられる。これらは今後の課題にしたい。

謝 辞

本災害により犠牲となった方々のご冥福をお祈りするとともに、被害を受けられた皆様にお見舞い申し上げます。そして、一日も早い復興をお祈りいたします。

本調査にあたり、京都大学防災研究所・釜井俊孝教授、千木良雅弘教授、荒井紀之博士、劉百川氏、富山県立大学・山崎稜太氏、北海道立地質研究所・石丸聡研究主幹、小安浩理研究職員に多大なご協力を頂きました。本研究は、自然災害研究協議会突発災害調査費・科学研究費補助金・特別研究促進費（代表：山本晴彦，18K19951）、基盤研究A（代表：王功輝，15H01797）、挑戦的萌芽研究（代表：古谷元，16K12857）、文部科学省建議（災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画の推進について）の研究課題（担当者：千木良雅弘，課題番号：1912）による助成を受けた。記して感謝致します。

参考文献

国土地理院(GSJ)(2018): 平成30年(2018年)北海道胆振東部地震に関する情報. <https://www.gsi.go.jp/BOUSAI/H30-hokkaidoiburi-east-earthquake->

index.html#3 (2019年6月11日閲覧)
産業技術総合研究所(AIST) (2018):厚真町付近の地質.
<https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/hokkaido2018/hokkaido2018-03.html> (2019年6月27日閲覧)
中川光弘・宮坂瑞穂・三浦大助・上澤真平(Nakagawa et al) (2018) : 西南北海道, 石狩低地帯におけるテフラ層序学支笏洞爺火山地域の噴火履歴, 地質学雑誌, 第124巻, 7号, pp.473-489.
中村 豊(1988) : 常時微動計測に基づく表層地盤の

地震動特性の推定, 鉄道総研報告, 第2巻, 4号, pp.18-27.
防災科学技術研究所(NIED)(2018): 平成30年北海道胆振東部地震による強震動. http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/html20180906030750/main_20180906030750.html (2019年6月27日閲覧)

(論文受理日 : 2019年7月8日)