

胆振東部地震の地すべりにおける移動体下底部の特徴

Geological characteristics of sliding layers of landslides introduced by the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake

小安浩理*・石丸聡*

KOYASU, Hiromichi*, ISHIMARU, Satoshi*

受付: 2020 年 10 月 31 日

受理: 2021 年 1 月 8 日

* 地域地質部 地質防災グループ

Corresponding Author KOYASU Hiromichi

koyasu-hiromichi@hro.or.jp

2018 Eastern Iburi Earthquake caused large number of landslides in the extensive area of Atsuma and Abira towns, Hokkaido. Most of the sliding masses are consist of interbedded pyroclastic fall deposits and soils. Slip layers consisting of cohesive soil matrixes with pumice clasts were observed at the base of the landslide masses. In Abira, most of the pumice clasts in the slip layer are Eniwa-a pumices (En-a), while most of pumice clasts are Tarumai-d pumices (Ta-d) in Atsuma. X-ray diffraction analysis revealed that the cohesive soil matrixes were mainly originated volcanic ash soils covering basement rocks (mudstone) in both areas. The results indicate the volcanic ash soils above the basement rocks were the endogenous factors to form slip layer at the earthquake.

Keywords: 2018 Eastern Iburi Earthquake, Earthquake-induced landslides, slip layer, volcanic ash soil

はじめに

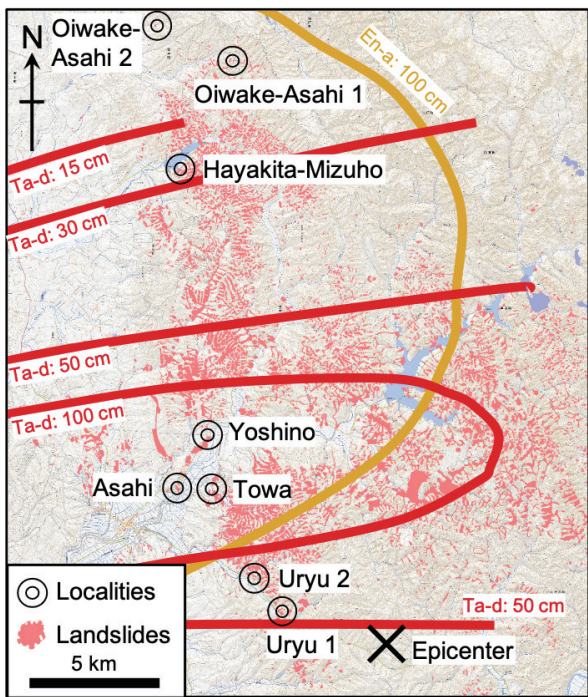
平成 30 年北海道胆振東部地震(以下、胆振東部地震)により、安平町および厚真町を中心とする広い範囲で地すべりが多発した(図 1)。地すべりの多くは、降下軽石・火山灰(以下、テフラ)を主体とする土層すべり(以下、テフラ層すべり)であり、その多発した地域は、恵庭 a 火山灰および樽前 d 火山灰が厚く堆積する領域と概ね一致する¹⁾。これらの地すべりは、地震地すべりとしては比較的長距離移動したことや、内部にもととの層序構造を保つことが報告されている¹⁾。

発生した地すべりの特徴として、すべり面は薄い単一の面として形成されたのではなく、厚さのあるテフラ層の特定のゾーンがすべり層となった可能性が指摘されている⁵⁾⁶⁾⁷⁾。さらに胆振東部地震による地すべりでは、斜面下に堆積する移動体の下部に、移動体が斜面上をすべる際に形成されたとみられる軽石の混在した混合層がしばしば存在する。しかし、斜面下の地すべり移動体は厚く堆積しているため、その下底部にある混合層の詳細な報告はほとんどなく、その実態には不明な点が多い。被災地域では過去の地すべりと考えられている堆積物の下底において、軽石が混在した混合層が報告されており、その混合層が流動層となって地すべりが移動したことが示唆されている⁸⁾が、その形成過程や地震地すべりとの関連については予察的な検討が行われるにとどまっている。

そこで本研究では、今後のテフラ層が関与する地すべりの発生機構の解明における資料とすべく、安平町および厚真町の地すべりのうち、移動土塊下底部を観察できたものについて大局的な類型化を行うとともに、混合層から採取した試料に対して X 線回折分析を行い、鉱物組成とすべり面に関する若干の考察を行った。本論文ではこれらの結果について報告する。

降下火山灰の層序概略

地すべり発生した被災地域では、降下火山灰とその二次堆積物が成層構造をなして新第三系の堆積岩を覆っている(図 3A)。主要な降下火山灰として、クッタラ 1 火山灰(以下 Kt-1)、支笏 1 火山灰(約 4 万 6 千年前⁹⁾、以下 Spfa-1)、恵庭 a 火山灰(約 2 万 - 1 万 9 千年前¹⁰⁾、被災地域北部で厚く堆積する、以下 En-a)、樽前 d 火山灰(約 9 千年前¹⁰⁾、被災地域南部で厚く堆積する、以下 Ta-d)、樽前 c(約 3 千 - 2 千 5 百年前¹⁰⁾、以下 Ta-c)、樽前 b(西暦 1667 年¹⁰⁾、以下 Ta-b)火山灰が分布する。Kt-1 は灰色の軽石質火山灰、Spfa-1 は明灰色の繊維状の組織をもつ軽石で(図 4H)、ともに遷急線以上の比較的緩傾斜な斜面上に分布する。Spfa-1 の上部や下部では黄褐色~褐色になっている。En-a は黄灰色で弱く発泡した海綿状組織の軽石で、被災地域の北部において斜面上に分布するが、南部にはほとんど分布しない。



Modified after Geospatial Information Authority of Japan (2018)

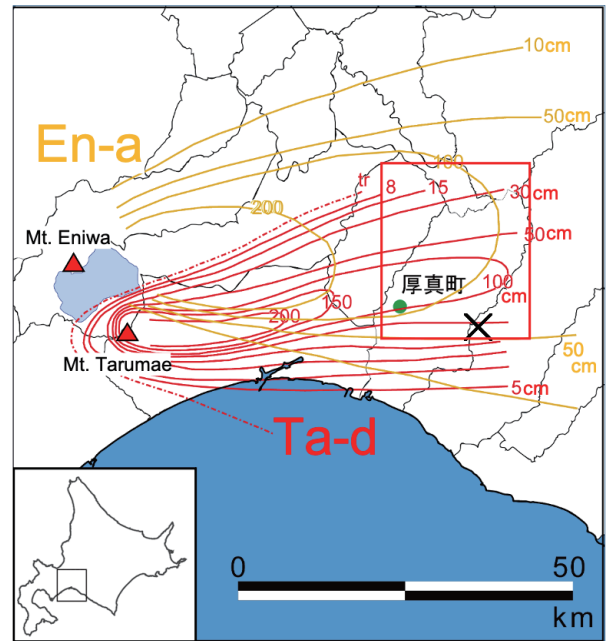
図1 地震地すべりの分布および調査地
Fig. 1. Distribution of landslides and survey localities.

En-aの最下部では細粒な輝石斑晶が濃集することが多い¹⁾(図4G)。Ta-dは灰色の強く発泡した海綿状組織をもつ軽石で、褐色風化したものが被災地域全域に広く分布する(図4D)。特に南部では厚く堆積し、中～下部ではクリーム状の白色部が層状になることがある(図4E)。また、Ta-dは最下部で細粒化する³⁾(図4F)。Ta-cおよびTa-bは被災地域全域で斜面をマンツル状に覆うことが多い。

被災地域では最終氷期ないし、それ以前に降下した火山灰は、氷期のソリフラクション等により面的に侵食されるため斜面上に残りにくい¹⁾。このため、Ta-dが厚く分布する地域では、基盤の風化堆積岩あるいは斜面堆積物の上位にEn-a以前のテフラ層が残ることは少なく、火山灰土、Ta-dが被覆する(図4A)。En-aが厚く分布する地域では、尾根に近い頂部緩斜面では基盤の風化堆積岩や斜面堆積物の上位に火山灰土、En-aの順に累重する(図4C, 5E)。斜面堆積物の堆積域にあたる山麓緩斜面では、En-aより古い、Spfa-1やKt-1が残存することもある(図3, 4H)。

火山灰土の特徴

Ta-d以前に降下した降下テフラ層の間には、火山灰土が存在する¹¹⁾。火山灰土は降下火山灰が風化あるいは二次的に移動した堆積物¹²⁾で、風化軽石や、角礫を含む(図5A, F)。風化軽石は黄褐色～明灰色で、指で潰せるほど軟化しており、粒径は数mm程度である。角礫は風化したシルト岩からなり、礫径はおおむね細礫から中礫径で、ときに10cm程度の大



Modified after Ishimaru et al. (2020)

図2 Ta-d(古川・中川, 2010)とEn-a(加藤, 1994)の等層厚線。
赤四角は図1の範囲。バツ印は震央。
Fig. 2. Distribution of tephra (En-a: Furukawa & Nakagawa, 2010; Ta-d: Katoh, 1994). The red square indicates the area of Figure 1. The X shows the epicenter.

礫径となる。角礫の淘汰は悪く、ほとんど円磨されていない。被災地域南部における風化堆積岩直上の火山灰土は、En-aないしSpfa-1の特徴を示す風化軽石と角礫を含む粘性土からなり、最上部では下位に比べ風化したEn-a軽石を多く含む(図5A, C)。層厚は滑落崖付近で数10cmに及ぶが(図4A, 6A)、斜面下方の側方崖では数cmとなる。なお、被災地域南部の南端に位置する宇隆1地域では、過去に斜面上を移動した痕跡のあるTa-dが認められる¹³⁾。ここでは基盤の風化堆積岩上の火山灰土に、風化軽石として褐色風化したTa-dが多く含まれていた(図5D)。

一方、被災地域北部では、滑落崖における風化堆積岩直上の火山灰土は、層厚10cm程度の風化したSpfa-1を含む細粒土からなり、最上部はしばしば粘土化する(図5E)。火山灰土の特徴に南北で差異が生じる要因として、南部ではTa-dテフラ、北部ではEn-aテフラが厚く堆積するため、斜面物質の移動様式や堆積場が異なることが指摘されている¹⁾。

地すべりおよび移動体の特徴

胆振東部地震で発生した地すべりでは、崩壊面表層に火山灰土や、しばしば風化堆積岩が露出し、それらを軽石や泥化した粘性土の薄層が覆っていた^{5) 6) 7)}。地すべり土塊は斜面上にはほとんど残存せず、斜面下部から斜面下の平地にかけて大部分が堆積していた。地すべり土塊の内部には、崩壊前の複数のテフラ層を挟む層序が維持されているほか、逆断層を示すせん断構造が多数確認された^{1) 13)}。せん断構造は低

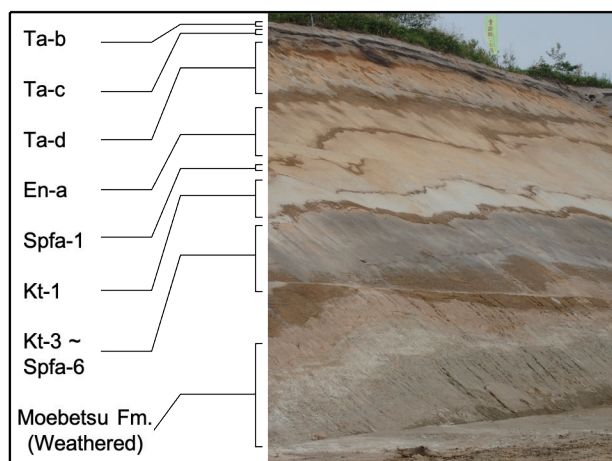


図3 後期更新世後半～完新世の代表的な火山灰層序を観察できる露頭
 Fig. 3. Typical tephra layers between the late Late Pleistocene and Holocene.

角で逆断層を示すものが多いが、高角なものもしばしば確認された。

地すべり土塊の下底部には、火山灰土ないし風化堆積岩からなる不動地盤との境界に、軽石の粒子と細粒な粘性土からなる混合層が分布することがある。混合層は、地すべり土塊の下底に沿って連続的に分布する 경우가多いが、局所的にしか認められないこともある。混合層には、軽石など粗粒な粒子礫を取り巻くように、水分を多量に含む細粒な粘性土の基質が含まれる。また混合層は軟質で、全体として粘性土様の性質を示す。本論文では、混合層中に混在する軽石の種類が、降下火山灰の分布地域によって異なるため、それぞれ以下の通り混合層 i) ~ iii) に分類する。

混合層 i)：さまざまな風化程度の Ta-d 軽石を含む (Ta-d 層の厚い地域)

厚真町の広い範囲において、崩壊斜面から斜面下部に残された移動土塊の下底部で、Ta-d (褐色風化)、Ta-d (クリーム状風化)、Ta-d (弱風化) を含む混合層が確認された (図 7B-E, 11A-D)。このタイプの混合層が典型的に確認できる朝日地区の地すべり地を例にその特徴を説明する。

朝日地区の地すべりでは、主として Ta-d 以上のテフラ層が層厚約 3 m で斜面を被覆するが、比較的緩傾斜な斜面に生じた滑落崖や側方崖には Kt-1 や Spfa-1 が確認される。Ta-d の粒子径は 1~2 cm 程度で比較的揃っているものの、基底で急激に細粒化する (図 4F)。Ta-d は、上部では褐色に風化し、下部では弱風化となっており、上部と下部の間の大部分と基底の一部は白色のクリーム状に風化する (図 4A, 6A)。風化の境界はテフラ層の堆積面と斜交することが多い。褐色風化の Ta-d は上方では膠着するが、下方に向かい風化程度が弱くなり粒子形状を比較的明瞭に確認できるようになる。クリーム状風化部は非常に軟質で、Ta-d 粒子同

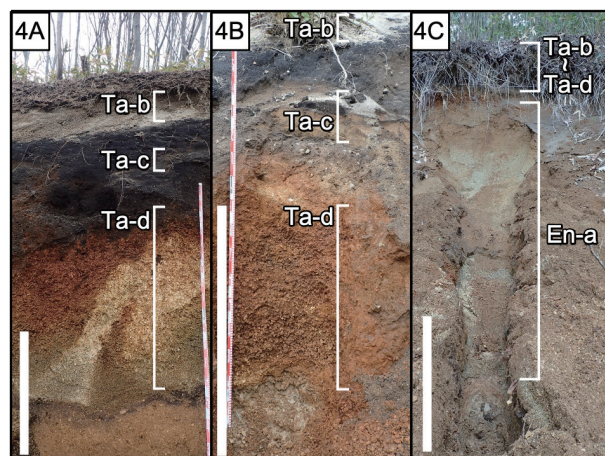


図 4.1. 厚真～安平地域の表層に堆積する火山灰層 スケールバー = 1 m, 4A: 朝日, 4B: 宇隆, 4C: 早来瑞穂.
 Fig. 4.1. Tephra layers in the Atsuma and Abira areas. Bars are 1 m. 4A: Asahi. 4B: Uryu. 4C: Hayakita-Mizuho.

士が完全に膠着するが、基底部の細粒層に達したところでは膠着しない。弱風化部は硬質で、粒子が非常に角張っている。崩壊斜面上では、Ta-d 直下の火山灰土が広く露出していた。

移動土塊の層厚は、崩壊斜面上に残存するものでは最大でも 2 m 程度であるが、平坦面に達したものでは 3 m 以上になることもある。図 6A に示した移動土塊の A-IV 地点 (崩壊斜面下部) では、下位の風化堆積岩ないし火山灰土との境界に、層厚数 cm ~ 20 cm 程度の混合層が存在する (図 7B-E)。混合層には黒土のブロックがパッチ状に含まれる場合もある。肉眼では混合層内部にせん断構造などは確認できない。移動土塊末端部においても混合層が広い範囲に分布していた (図 7A)。混合層に含まれる粗粒分は主として Ta-d からなり、少量の Ta-b やシルト岩も確認される。Ta-d の大部分は弱風化で、褐色風化や、少量のクリーム状風化部も含まれる (図 7F)。混合層に含まれる Ta-d 粒子は、弱風化のものでは 1 cm を超えるものが多いが、褐色風化のものでは最大でも 1 cm 程度であり、クリーム状風化のものでは 5 mm 程度である。いずれの Ta-d 粒子も、やや角が取れているものの、発泡痕や凹凸が表面に確認される。

同様な混合層は朝日周辺の吉野 (図 11A)、幌里 (図 11B)、東和 (図 11C)、宇隆 2 (図 11D) において確認された (図 1)。

混合層 ii)：褐色風化の Ta-d 軽石のみを含む (上記より南方の Ta-d 層の比較的薄い地域)

厚真町南東部に位置する宇隆 1 地域で認められる (図 8A-E)。宇隆 1 の斜面上を被覆しているテフラ層は Ta-d 以上で、層厚は 2 m 程度である。 (図 4B)。本地域に分布する Ta-d は、ほとんどが褐色風化したもので、上位から基底部まで全体的に膠着しており、シルト岩角礫の混在も認められる¹³⁾。滑落崖付近においてはクリーム状風化部が帯状に分布すること

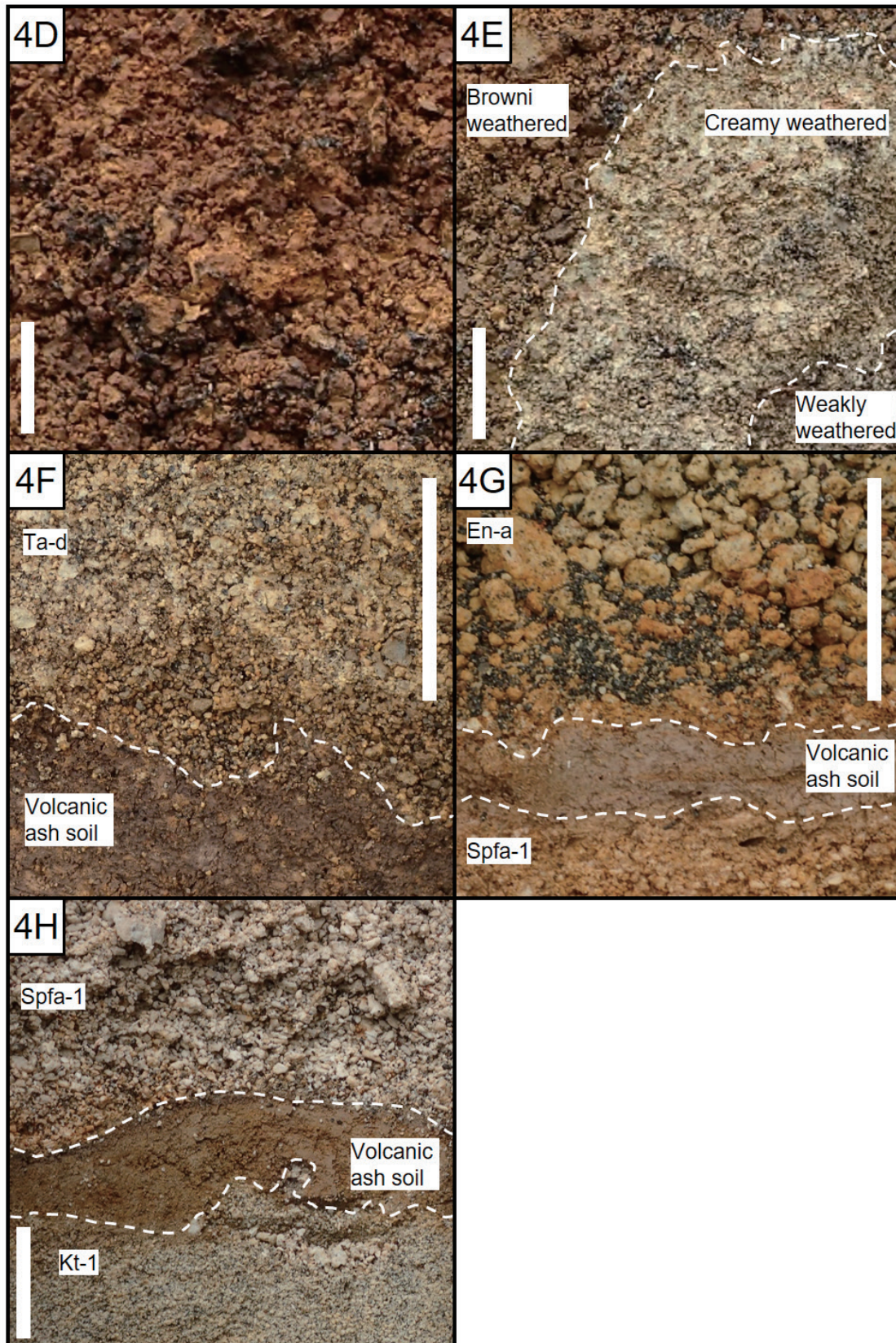


図 4.2 軽石層 スケールバー = 5 cm

D: Ta-d 褐色風化 (朝日), 4E: Ta-d クリーム状風化 (朝日), 4F: Ta-d 直下の火山灰土 (朝日), 4G: En-a 直下の火山灰土 (早来瑞穂), 4H: Spfa-1 直下の火山灰土 (早来瑞穂).

Fig. 4.2 Pyroclastic fall deposits in the surveyed area. Bars are 5 cm.

4D: Brown weathered Ta-d (Asahi). 4E: Creamy weathered Ta-d (Asahi). 4F: Volcanic ash soil just under Ta-d (Asahi). 4G: Volcanic ash soil just under En-a (Hayakita- Mizuho). 4H: Volcanic ash soil just under Spfa-a (Hayakita- Mizuho).

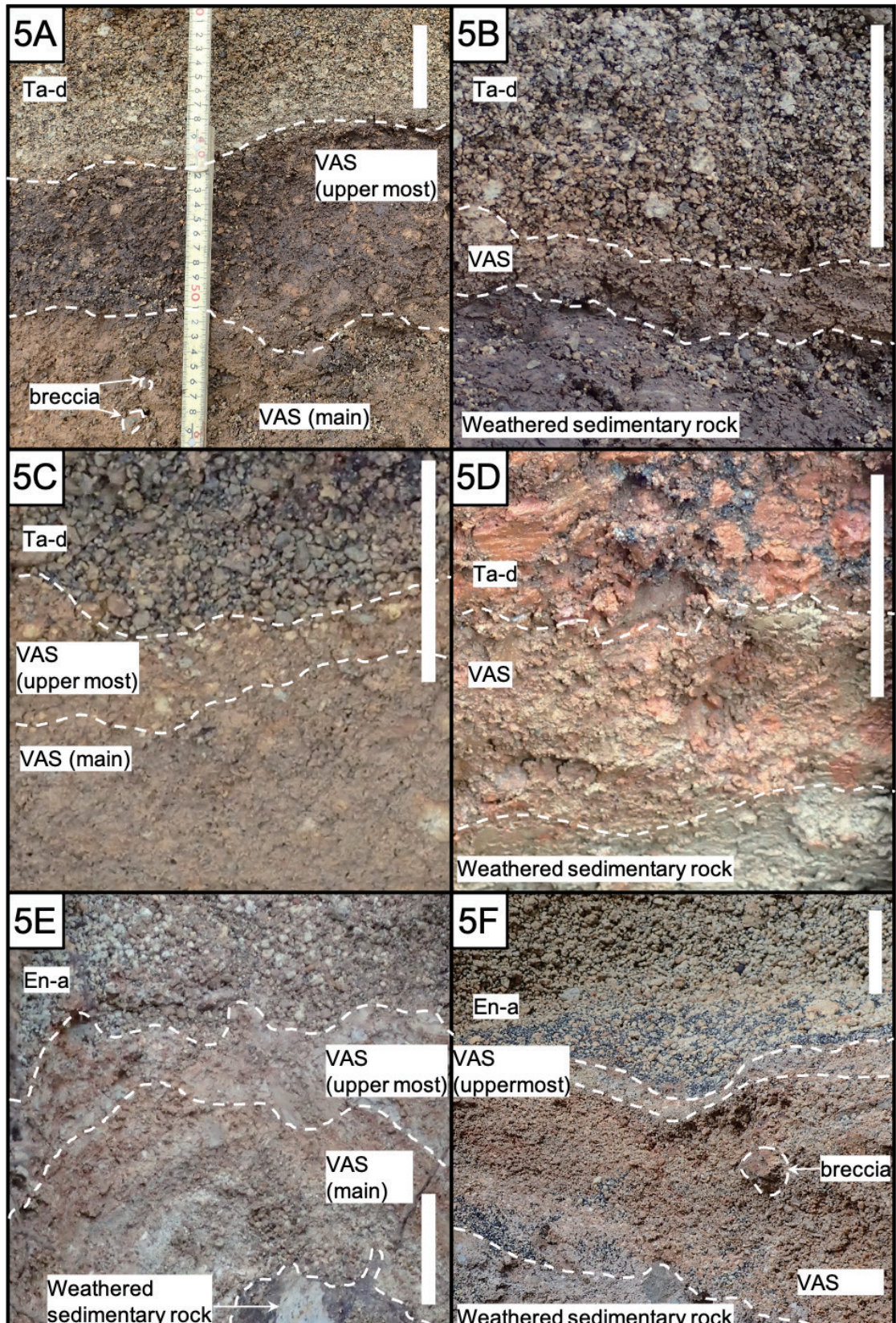


図5 火山灰土 スケールバー = 5 cm

5A : Ta-d 直下 (朝日, 滑落崖). 5B : Ta-d 直下 (朝日, 左側方崖). 5C : Ta-d 直下 (吉野, 滑落崖). 5D : Ta-d 直下 (宇隆, 左側方崖). 5E : En-a 直下 (早来瑞穂, 滑落崖), 5F : En-a 直下 (追分旭 1, 滑落崖)

Fig. 5. Fig. 5. Volcanic ash soils in the surveyed area. Bars are 5 cm.

5A: Just under Ta-d (Asahi, main scarp). 5B: Just under Ta-d (Asahi, left flank). 5C: Just under Ta-d (Yoshino, main scarp). 5D: Just under Ta-d (Uryu, left flank). 5E: Just under En-a (Hayakita-Mizuho, main scarp). 5F: 5E: Just under En-a (Oiwake-Asahi 1, main scarp).

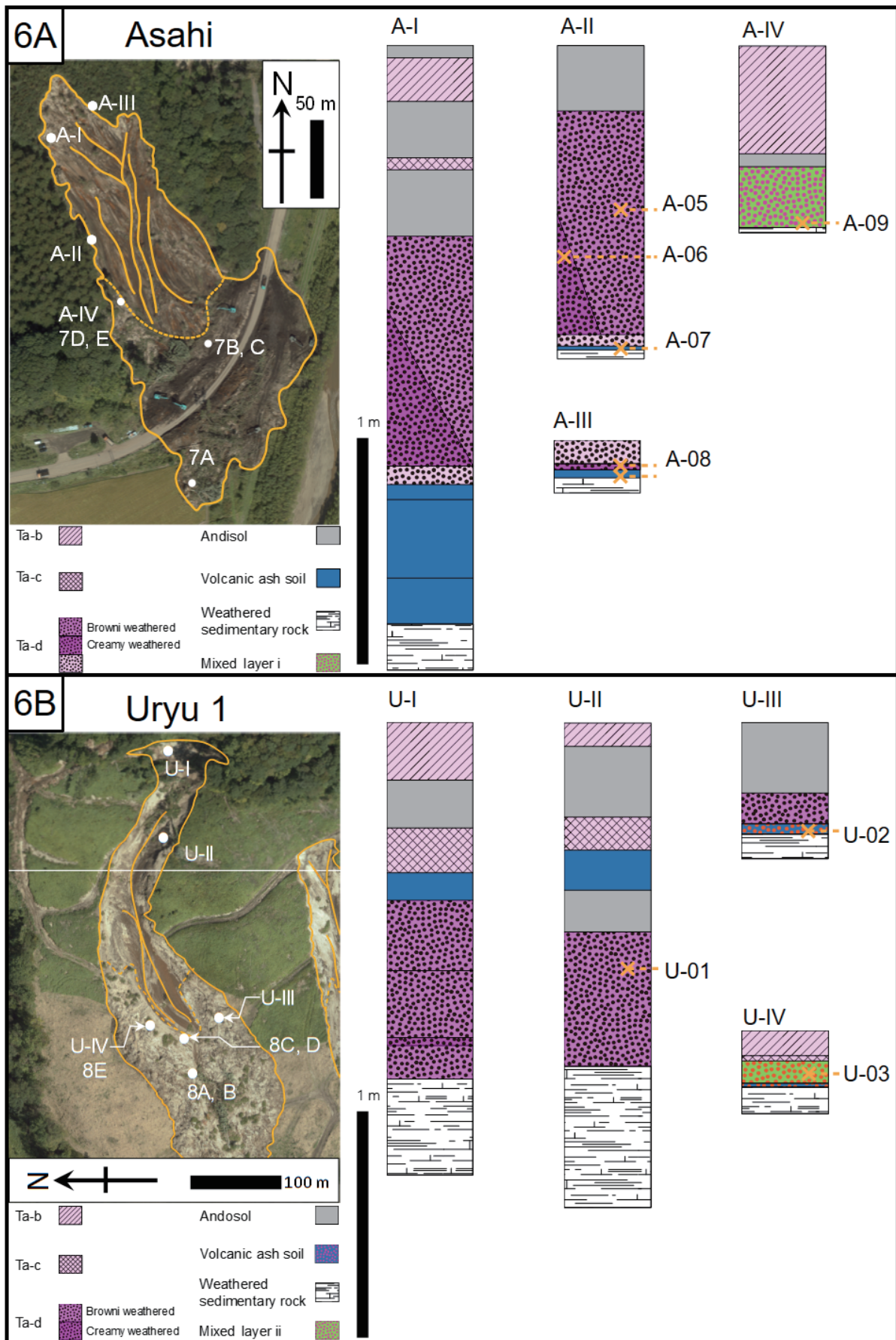


図6 主に Ta-d が分布する地域の崩壊地, 6A: 朝日, 6B: 宇隆1.
 Fig. 6. Landslides in the areas with a main distribution of Ta-d.

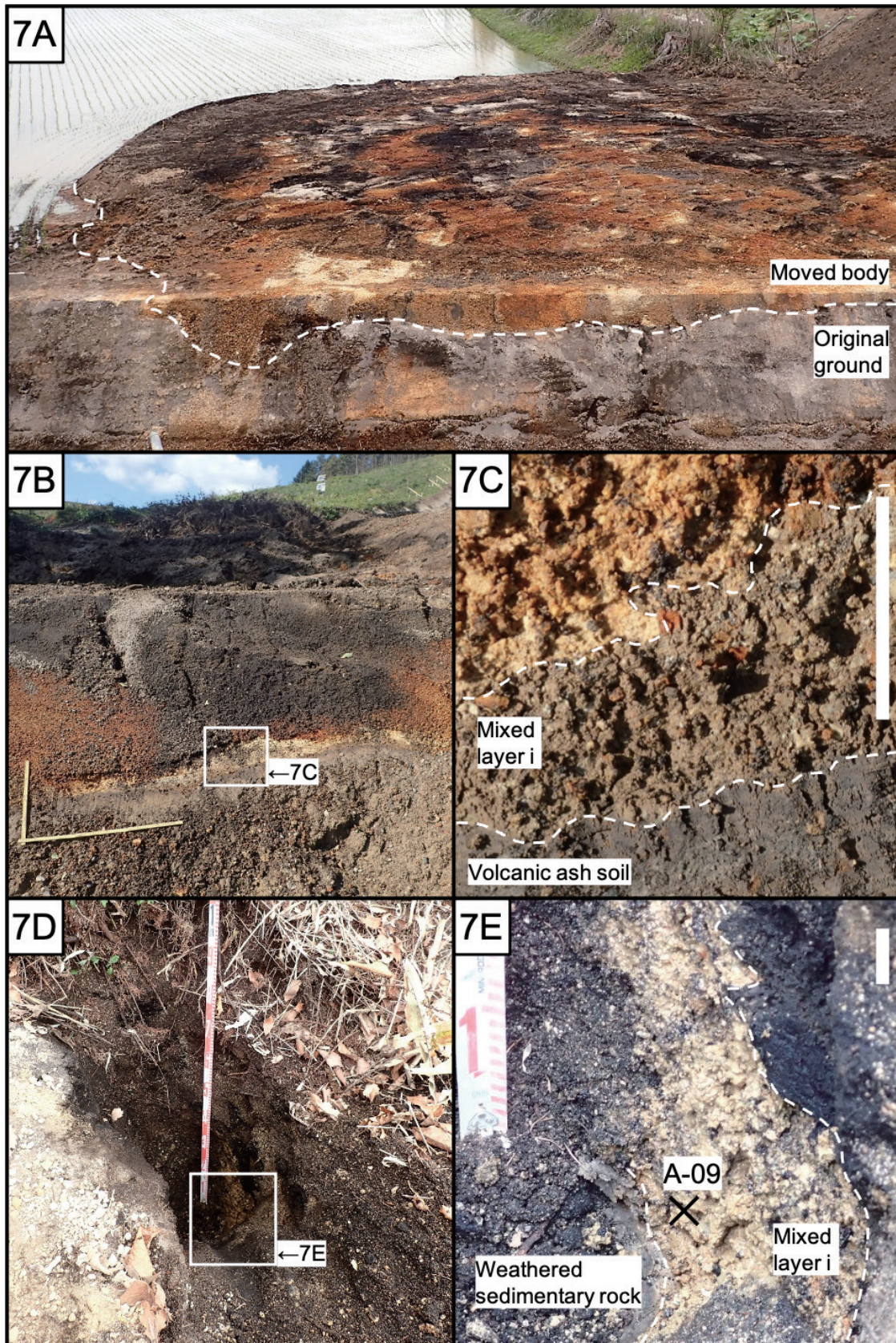


図7 朝日の移動体および混在層 i) スケールバー = 5 cm.

7A：不動地盤を覆う移動体（脚部）。7B, C：崩壊斜面上に残存する移動体。7D, E：崩壊斜面上に残存する移動体。

Fig. 7. Landslide bodies and type i) mixed layers in the Asahi district. Bars are 5 cm.

7A: Landslide bodies (foot) covering the original ground surface. 7B, C: Landslide bodies and mixed layers left on the surface of rupture. 7D, E: Landslide bodies and mixed layers left on the surface of the rupture.

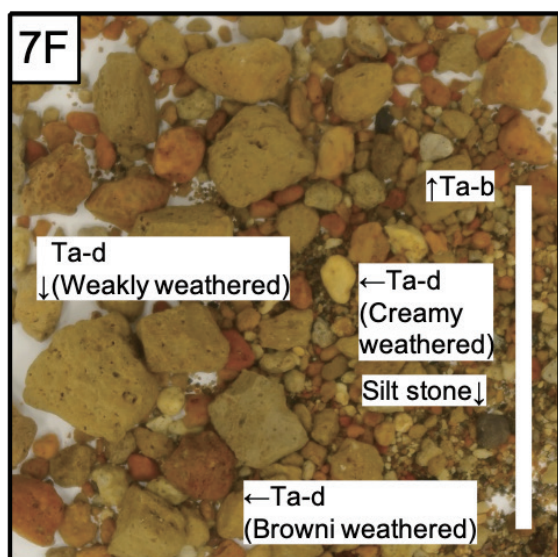


図7 (続き). 7F: 混合層 i) 中の礫 (A-09, >425 μ m).
Fig. 7 (Continued). 7F: Gravel particles in the type i) mixed layer (A-09, > 425 μ m).

もある。Ta-dの基底部は、褐色の火山灰土ないし風化シルト岩に漸移する。

移動土塊の層厚は、斜面上に残存するものでは1 m程度であるが、斜面下方では2 m以上に達する。図6Bに示した移動土塊のU-IV地点では、風化堆積岩ないし火山灰土上に、褐色風化したTa-dの混在する粘性土からなる層厚数cm～10 cm程度の混合層が存在し、その上位を土層が覆う(図8A-E)。斜面下方の移動土塊においては、土層が不動地盤を直接覆うものや、混合層を伴わない場合もある。混合層の内部にはせん断構造などは確認できないが、黒土のブロック(パッチ状)が含まれること(図8B)もある。混合層の礫は、Ta-dを主体とし、中程度のTa-bやシルト岩を含む。Ta-dの大部分は褐色風化で、少量の弱風化、クリーム状風化を伴う(図8F)。混合層に含まれるTa-d粒子は、褐色風化、弱風化のものでは1 cmを超えるものが多いが、クリーム状風化では最大でも1 cm程度である。いずれのTa-d粒子も、やや角が取れているものの、発泡痕や凹凸が表面に確認される。

混合層 iii): 弱風化のEn-a軽石を主に含む (En-a層の厚い地域)

安平町の複数地点において、移動土塊の下底部に、主として弱風化のEn-aを含む混合層が確認された(図10, 11E-F)。このタイプの混合層が典型的に確認できる早来瑞穂地区の地すべり地を例にその特徴を説明する。

早来瑞穂地区には、主としてEn-a以上で層厚約3 mのテフラ層が分布する。Ta-d層は数十cm以下と薄く、そのほぼ全てが褐色風化しており、南部において広範囲に分布するクリーム状風化したTa-dは確認できなかった(図4C, 9)。本地域に分布するEn-aは、ほとんどが弱風化で、粒子径は概して1-2 cm程度であるが、ときに4 cm以上となる。基底

部においては急激な細粒化ならびに、輝石の濃集が確認された。崩壊斜面上ではEn-a直下の火山灰土が広く露出していた。

移動土塊の層厚は、斜面下方で3 m以上に達する(図10A)。崩壊斜面上の小規模な移動土塊(図10C)では、風化堆積岩ないし火山灰土上に、層厚数cm～20 cm程度の混合層が認められ、その上位を比較的整然なEn-a以上のテフラ層が覆う。混合層は、主にEn-aが粘性土中に混在している(図10B, D)。斜面の下では、しばしば移動体が不動地盤を直接覆う(図10A)。混合層の礫は、おおむね弱風化のEn-aからなり、粒子径は1 cm程度で、表面はやや角が取れているものの、発泡痕や凹凸が確認される。(図8F)。また比較的細粒な輝石の粒子が多量に含まれる。同様な混合層は早来瑞穂周辺の追分旭1(図11F)、追分旭2(図11E)において確認された(図1)。

混合層の鉱物学的特徴

試料及び方法

混合層には細粒な粘性土の基質と様々な風化状態のTa-dやEn-aの軽石粒子が混在している。ここでは、粘性土の鉱物組成について述べる。比較のため、降下軽石および火山灰土についても鉱物組成を求めた(図6A: A05-09, 6B: U01-03, 9: M01-02, 04-06, 08)。粘性土は、混合層に水を加えた混濁液を開口径424 μ m篩に通した通過分を試料とした。鉱物はXRDにより分析した。XRD用試料は風乾したものをアルミ試料板法¹⁴⁾により不定方位で測定した。また4.45 Å付近にピークの出現した試料の一部について、湿潤状態のものを強定方位法¹⁴⁾で測定した。機器は、リガク社製RINT-2000を用い、0.02°ステップ、不定方位法は3°-65°で、強定方位法は3°-20°で測定したものを示す。なお、含有鉱物の相対量の比較には、不定方位法による測定結果を用いた。

分析結果

混合層 i) iii) の鉱物組成からは、ハロイサイトは弱く検出され、2.45 Å, 2.12 Åにも特徴的なピークを示すほか、石英、長石が強く検出された(図12-14)。混合層 ii) U-01 および混合層 iii) M-08からは14.7 Åのピークが検出された。続いて、混合層から検出された鉱物および特徴的なピークに着目して、降下軽石および火山灰土の鉱物組成について述べる。石英および長石はほぼすべての検討試料から検出されたが、Ta-dの中部に波上に分布するクリーム状風化部のA-07からは、石英および長石はいずれも検出されなかった。風化粘土鉱物であるハロイサイトは褐色風化Ta-dのA-06を除く検討した軽石試料および火山灰土試料から検出された。朝日のTa-dの中部に波上に分布するクリーム状風化部のA-07、瑞穂の側方崖におけるEn-a直下の火山灰土のM-05、Spfa-1のM-04でハロイサイトは比較的強く検出されたが、それ以外では非常に弱くしか検出されなかった。2.45 Åのピーク

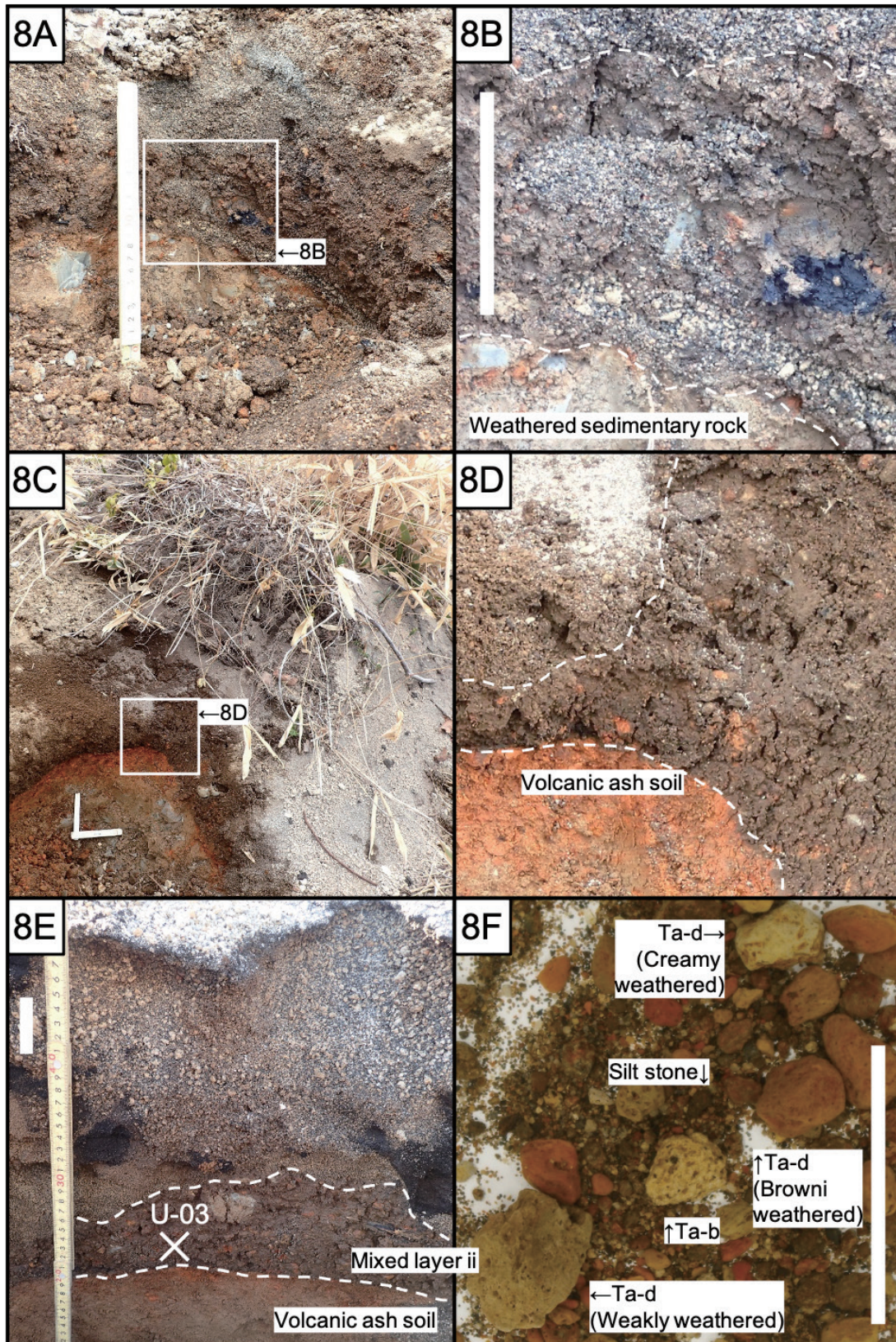


図8 宇隆1の移動体および混在層ii) スケールバー = 5 cm

8A, B : 崩壊斜面上に残存する移動体および混在層. 8C, D : 崩壊斜面上に残存する移動体および混在層. 8E : 崩壊斜面上に残存する移動体および混在層. 8F : 混合層ii) 中の礫 (U-03, >425 μ m).

Fig. 8. Landslide bodies and type ii) mixed layers in the Uryu 1 district. Bars are 5 cm.

8A, B: Landslide bodies and mixed layers left on the surface of rupture. 8C, D: Landslide bodies and mixed layers left on the surface of rupture. 8E: Landslide bodies and mixed layers left on the surface of the rupture. 8F: Gravel particles in the type ii) mixed layer (U-03, > 425 μ m).

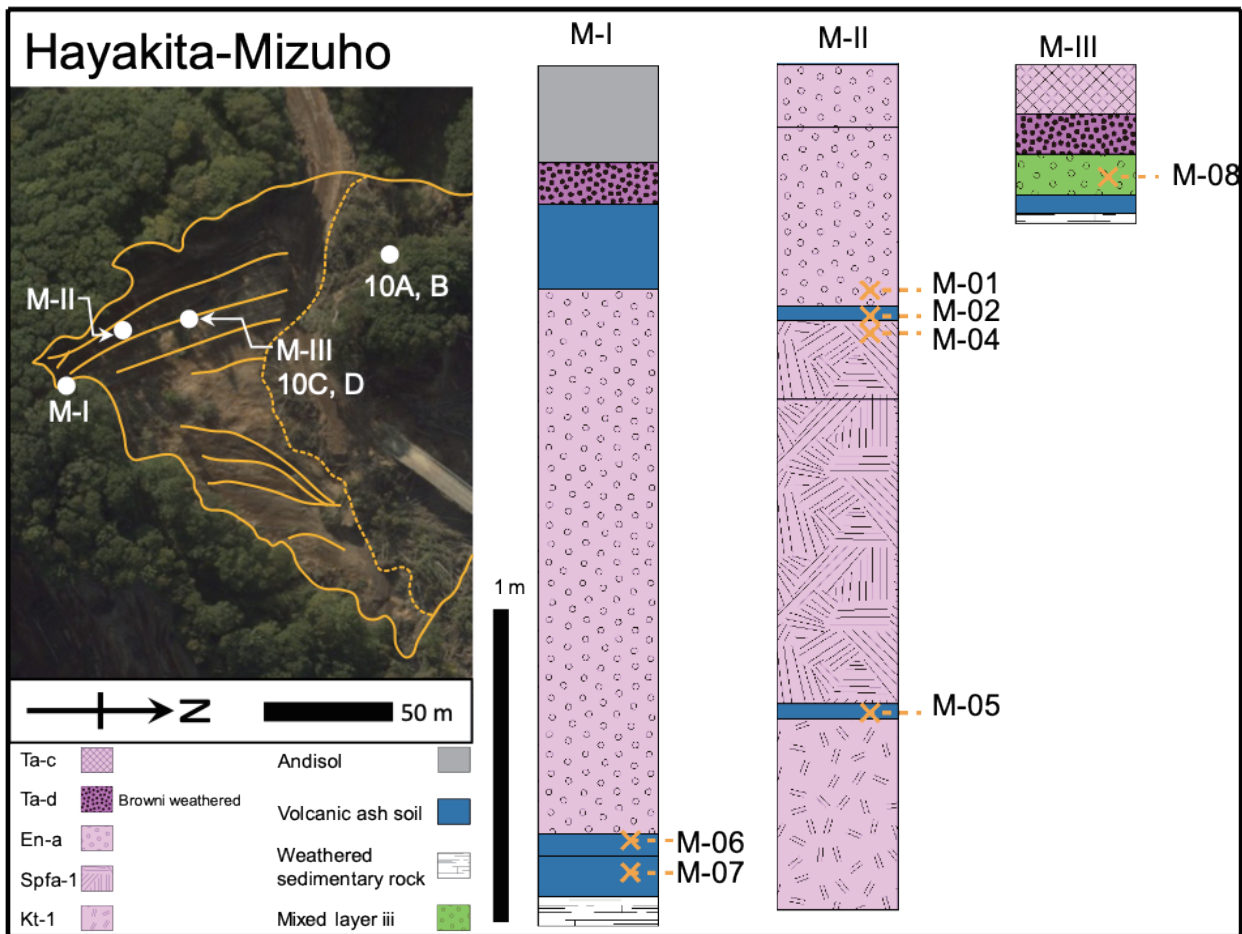


図9 主に En-a が分布する地域の崩壊地：早来瑞穂。
 Fig. 9. Landslides in the area with a primary distribution of En-a: Hayakita-Mizuho.

は、検討したすべての火山灰土および Spfa-1 の M-04 から明瞭に検出されたほか、朝日の褐色風化 Ta-d の A-06 から明らかに確認された。2.13 Å のピークは、検討したすべての火山灰土および Spfa-1 の M-04 から明瞭に検出されたほか、宇隆の褐色風化 Ta-d の U-02 から明らかに確認された。14.7 Å のピークは、早来瑞穂の滑落崖における風化堆積岩上の火山灰土の M-06 から比較的明瞭に検出されたほか、Spfa-1 直下の火山灰土の M-05 および宇隆の火山灰土の U-03 から弱く検出された。

XRD 分析結果の解釈

混合層 i), ii) が確認された箇所では、多量の石英および長石、少量のハロイサイトを含むことや、2.45 Å のピークを示すことなど、混合層の粘性土と火山灰土の鉱物組成は類似しており、混合層の粘性土の主体は軽石の破砕物ではなく、火山灰土の破砕物を主体としたものであると考えられる。早来瑞穂においては Spfa-1 も同様の鉱物組成を示すが、混合層 iii) で示される 14.7 Å のピークが火山灰土にはあるが、Spfa-1 には確認できないことから、混合層 iii) の粘性土も混合層 i), ii) の粘性土と同様、テフラ層直下における火山灰土の破砕物を主体とする推定される。

混合層の形成過程

複数の地すべりにおいて移動体の下底部に軽石まじりの粘性土からなる軟質な混合層が認められた。この混合層は地すべりの滑落崖や側方崖には認められないことから、移動土塊が斜面を滑落する過程で形成されたものと考えられる。XRD 分析の結果から、混合層に含まれる細粒分の主体は、火山灰土を起源とするものと考えられる。また、混合層には黒土をブロック状に含むことがあることから、崩壊斜面下の表土も巻き込んだ可能性がある。以上をまとめると、混合層は火山灰土の破砕物と軽石礫の混合物からなっており、火山灰土にテフラ層の下底部が混入することで形成されたものと推定される。

地震時のテフラ層すべりにおいて混合層のはたした役割

胆振東部地震により発生したテフラ層すべりの発生機構として、すべり面液状化により過剰間隙水圧が発生することで地すべりが進行し、過剰間隙水圧の散逸により地すべりが停止するモデルが提唱されている⁷⁾。また、移動体の移動距離が大きく、その内部にももとの層序構造を保つ地すべりの運動機構として、移動体の下底部における流動性の大きい混合層の存在が仮定されている⁸⁾。今回報告した混合層は、水

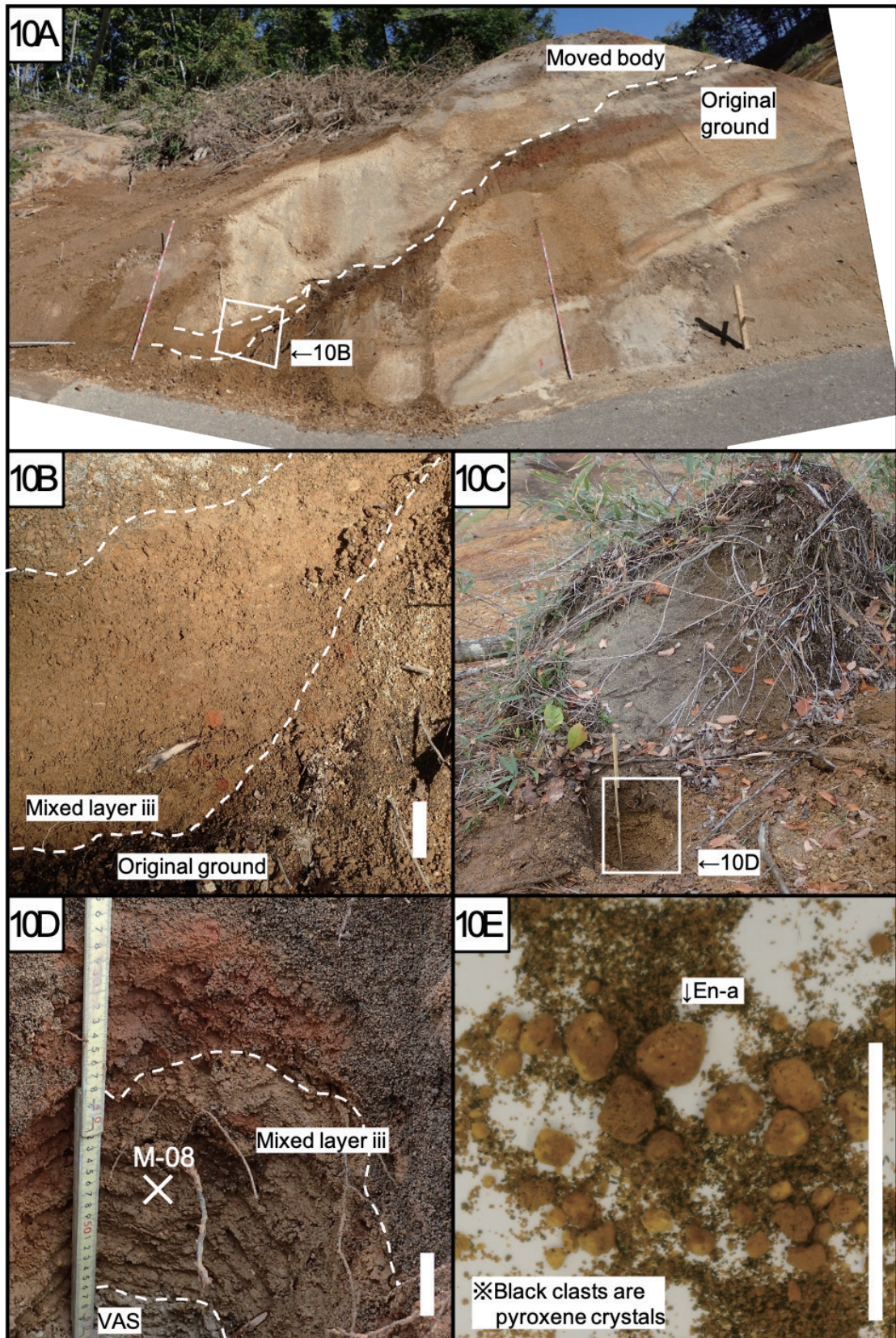


図 10 早来瑞穂の移動体および混在層ⁱⁱⁱ⁾ スケールバー = 5 cm.

10A, B : 不動地盤を覆う移動体 (脚部) および混在層. 10C, D : 崩壊斜面上に残存する移動体および混在層. 10E : 混合層 iii) 中の礫 (M-08, >425 μ m).

Fig. 10. Landslides bodies and type iii) mixed layers in the Hayakita-Mizuho district. Bars are 5 cm. 10A, B: Landslides bodies (foot) and mixed layer covering the original ground surface. 10C, D: Landslide bodies and mixed layers left on the surface of rupture. 10E: Gravel particles in the type iii) mixed layer (M-08, > 425 μ m).

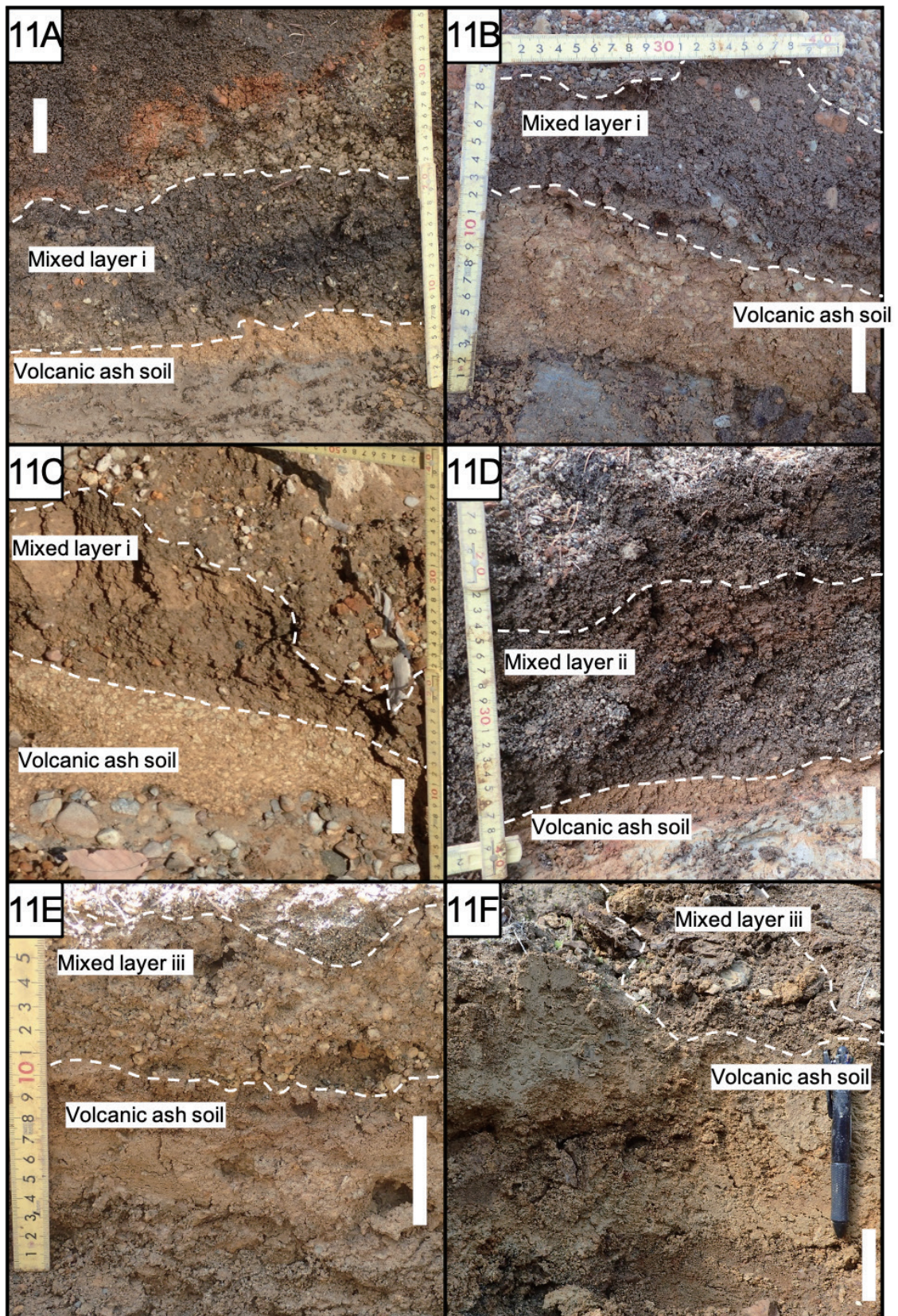


図 11 各地の混在層 スケールバー = 5 cm.

11A: 混在層 i (吉野). 11B: 混在層 i (幌里). 11C: 混在層 i (東和). 11D: 混在層 ii (宇隆 1). 11E: 混在層 iii (追分旭 2). 11F: 混在層 iii (追分旭 1).

Fig. 11. Mixed layers in the surveyed area. Bars are 5 cm.

11A: Mixed layer i (Yoshino). 11B: Mixed layer i (Horosato). 11C: Mixed layer i (Towa). 11D: Mixed layer ii (Uryu 1). 11E: Mixed layer iii (Oiwake-Asahi 2). 11F: Mixed layer iii (Oiwake-Asahi 1).

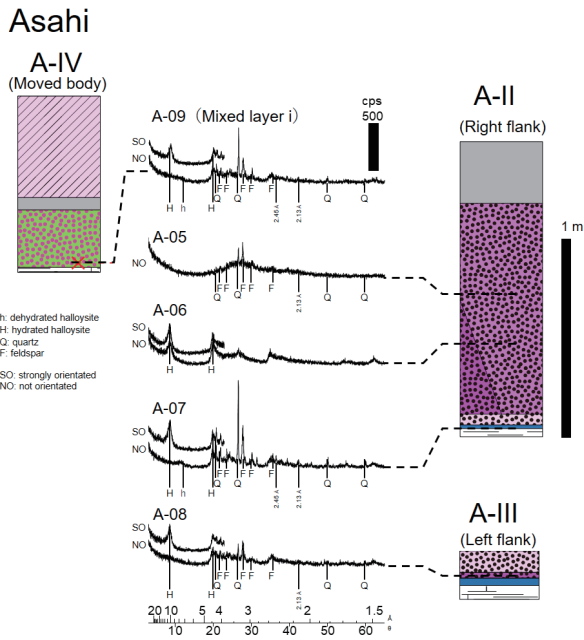


図 12 朝日における移動土塊および火山灰層の XRD パターン。凡例は図 6A と同じ。
Fig. 12. XRD patterns of samples from landslide bodies and nearby beds in Asahi district. Legends see figure 6A.

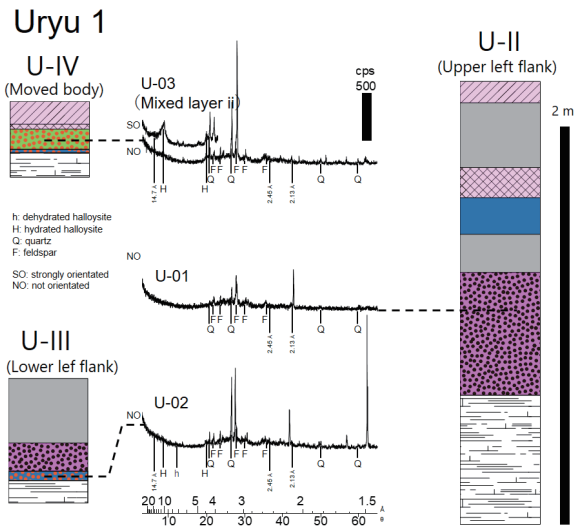


図 13 宇隆 1 における移動土塊および火山灰層の XRD パターン。凡例は図 6B と同じ。
Fig. 13. XRD patterns of samples from landslide bodies and nearby beds in Uryu 1 district. Legends see figure 6B.

Hayakita-Mizuho

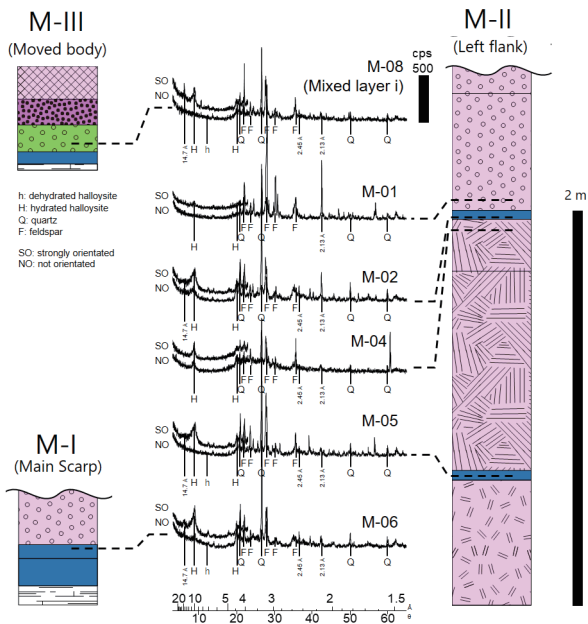


図 14 早来瑞穂における移動土塊および火山灰層の XRD パターン。凡例は図 9 と同じ。
Fig. 14. XRD patterns of samples from landslide bodies and nearby beds in Hayakita-Mizuho district. Legends see figure 9.

を多量に含むことや、明瞭なせん断構造が観察されないことから、流動的であったと考えられ、地震地すべりの発生時に、岩層なだれにおける流動的な基質層¹⁵⁾の役割を果たしていた可能性がある。混合層の形成による移動体の下底部における流動性の増大が、元々の層序構造を保ったまま長距離を移動する地すべりが発生する要因になったと考えられる。

まとめ

北海道胆振東部地震により発生したテフラ層における地すべりを調査した結果、以下のことが明らかになった。

1. 地域により土層を構成するテフラ層が異なり、その結果、混合層は含有する軽石の違いから、混合層 i), 混合層 ii), 混合層 iii) に区分できる。
2. 混合層の粘性土と火山灰土の鉱物組成は概ね一致することから、混合層は火山灰土と移動体下部の軽石の混合により形成されたと考えられる。
3. 地すべりの進行において、軟質な混合層が流動的であったため、長距離移動した可能性がある。

今後、テフラ層地すべりの発生機構を解明するためには、混合層の内部構造をより詳細に観察や検討することで、その形成メカニズムを明らかにする必要がある。

謝辞

北海道胆振総合振興局, 北海道厚真町, 安平町には地すべり調査にあたりご協力いただいた。地域地質部 地質防災グループの皆様には様々な議論・ご助言を頂いた。本研究の実施に当たり、京都大学防災研究所拠点研究(2019B-1, 研究代表者:王功輝)の一部を使用した。以上の方々に記して御礼申し上げます。

引用文献

- 1) 石丸聡・廣瀬亘・川上源太郎・興水健一・小安浩理・加瀬善洋・高橋良・千木良雅弘・田近淳, 2020, 2018年北海道胆振東部地震により多発したテフラ層すべり:地形発達史的にみた崩壊発生場の特徴, 地形, 41(2), 147-167.
- 2) 国土地理院, 2018, 平成30年(2018年)北海道胆振東部地震に関する情報, 国土地理院技術資料 D1-No.991
- 3) 古川竜太・中川光弘・古堅千絵, 2006, 樽前火山先史時代の噴火活動(総特集 活火山における噴火様式の時代的変遷と長期噴火予測(上)), 月刊地球, 28(5), 302-307.
- 4) 加藤茂弘, 1994, 恵庭 a 降下軽石層の降下年代とその降下前後の古気候, 地理学評論 Ser. A, 67(1), 45-54.
- 5) Kameda, J., Kamiya, H., Masumoto, H., Morisaki, T., Hiratsuka, T., & Inaoi, C, 2019, Fluidized landslides triggered by the liquefaction of subsurface volcanic deposits during the 2018 Iburi-Tobu earthquake, Hokkaido, Scientific reports, 9(1), 1-7.
- 6) 千木良雅弘・田近淳・石丸聡, 2019, 2018年胆振東部地震による降下火砕物の崩壊 特に火砕物の風化状況について.
- 7) 雨宮和夫・中川雄平, 2020, 地震によるテフラ層の高速地すべり機構, 「地震による地すべり災害」刊行委員会(編), 地震による地すべり災害 2018年北海道胆振東部地震, 北海道大学出版会, 210-219.
- 8) 田近淳・大津直・乾哲也, 2016, 成層した降下火砕堆積物からなる地すべり移動体の内部構造と形成過程, 地質学雑誌, 122(1), 23-35.
- 9) Uesawa, S., Nakagawa, M., & Umetsu, A, 2016, Explosive eruptive activity and temporal magmatic changes at Yotei Volcano during the last 50,000 years, southwest Hokkaido, Japan, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 325, 27-44.
- 10) 町田洋・新井房夫, 2003, 新編 火山灰アトラス [日本列島とその周辺], 東京大学出版会, 336p.
- 11) 廣瀬亘, 2020, 地形概要と表層地質・テフラ層序. 「地震による地すべり災害」刊行委員会(編), 地震による地すべり災害 2018年北海道胆振東部地震, 北海道大学出版会, 34-44.
- 12) 山縣耕太郎, 1994, 支笏およびクッタラ火山のテフロクロロジー, 地質学雑誌, 103, 268-285.
- 13) 川上源太郎・地質研究所胆振東部地震調査班, 2020, 宇隆地区の浅井谷型斜面で発生したテフラ層すべり. 「地震による地すべり災害」刊行委員会(編), 地震による地すべり災害 2018年北海道胆振東部地震, 北海道大学出版会, 142-148.
- 14) 生沼郁・小林和夫, 1961, X線回折用粘土試料の作製法, 粘土科学, 1(2-3), 81-88.
- 15) 宝田晋治. 1991, 岩屑流の流動・堆積機構 田代岳火山起源の岩瀬川岩屑流の研究, 火山, 36(1), 11-23.

要旨

胆振東部地震により, 北海道厚真町および安平町の広い範囲で地すべりが発生した。地すべり移動体の多くは, 降下火山灰からなる土層により構成される。地すべり移動体の下底部には軽石を混在した粘性土からなる混合層が確認された。この混合層に混在する主な軽石は, 安平町では En-a であったが, 厚真町では Ta-d であった。X線回折分析結果から安平町・厚真町の両地域において, 混合層の基質である粘性土の鉱物組成が基盤岩直上の火山灰土と一致した。この結果は, 地震地すべりにおける混合層の形成において, 基盤岩直上の火山灰土が素因となることを示唆する。