

□北海道胆振東部地震によって 膨大な数の斜面崩壊が発生した理由

京都大学 防災研究所 教授 千木良 雅 弘

1. はじめに

2018年北海道胆振東部地震によって、厚真町を中心として震度7から6強の地域で我が国の過去に例を見ない数の斜面崩壊（崩壊性地すべり）が発生した（図-1）。国土地理院の地理院地図には、東西20km、南北20kmの範囲に約8000個の斜面崩壊がプロットされており、日高幌内川上流等に認められる岩盤地すべりを除くと、これらのほとんどは降下火砕物の崩壊である。いずれも、高速で遠方まで移動したものが多く、斜面下方の集落等は甚大な被害を受けた。本研究では、このように多数の崩壊が発生した重要な原因が、降下火砕物の風化と斜面の形態にあったことを述べる。



図-1 厚真町の崩壊発生状況。（アジア航測株式会社・朝日航洋株式会社）

2. 地質と地形

当該地域は、標高200mから400mの丘陵地であり、谷壁斜面が谷側で急になるような傾斜変換線を有しており、いわば谷の中に谷がある「谷中谷」となっている（図-2）。この谷中谷は、火砕物や崖錐に覆われて見えない場合も多いが、厚真町から静内方面にかけて広く認めることができる。その成因は明らかではないが、隆起あるいは海水準の変化が一因であると考えられる。斜面崩壊多発

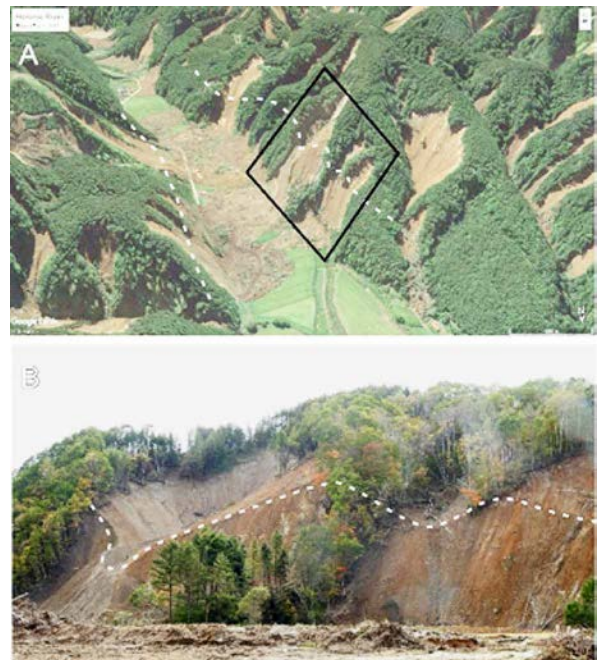


図-2 日高幌内川に見られた遷急線。(A) Google earth画像。白波線は遷急線。黒四角はBの範囲。(B) 遷急線よりも上方の崩壊。

地の基盤は中新世の堆積岩であり、その上に火砕物が堆積している。堆積岩類は泥岩、頁岩、砂岩、礫岩などからなり、北北西-南南東方向の走向を持ち、厚真川とその支流の頗美宇沢に中心を持つ複数のドームとバズンをなしている(松野・石田、1960)。これらを火山の噴出物が覆っている。斜面崩壊が多発した地域は、樽前火山起源の樽前d 降下火砕堆積物(Ta-d、9000年前)、恵庭火山起源の恵庭 a 降下軽石(En-a、20000年前)の厚く分布する地域にあたる(中川ほか、2018)。

3. すべり面の形成された層準と風化状況

3.1 層序

20数か所の崩壊地の現地調査を行った。それによれば、崩壊したのは、南部では樽前山の噴出物、北部では恵庭岳から噴出した降下火砕物が主体であった。崩壊地の縁では、たいていの場合、降下火砕物の積み重なりが良く観察できた。調査地の北部ではEn-aが最大1.5mと厚く、また、南部ではTa-dが最大1.3mと厚い(図-3)。南部では、地表から、黒土、Ta-b、Ta-c、黒土、Ta-dの順に積み重なっていた。Ta-dの下は、すぐに基盤岩である場合、基盤岩との間に軽石混じり火山灰土、Ta-dの一部の再堆積物、En-aの再堆積物が挟まれる場合が認められた。北部では、Ta-b、cは数cmと薄く、Ta-dも赤色の火山灰土として認められた。Ta-dの下には、En-a、支笏火山由来の降下軽石堆積物(Spfa-1)、クッタラ火

山由来の降下軽石堆積物(Kt-1)の軽石層が認められた。これらの崩壊地の地質柱状図の代表的なものを図-4に示す。

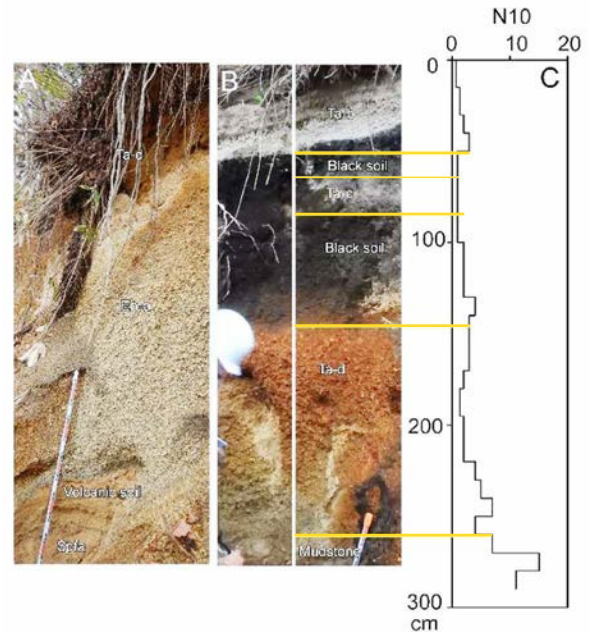


図-3 調査地の崩壊地に露出した典型的な露頭写真と簡易貫入試験結果。(A) En-aと下位のSpfa-1と間の火山灰土。安平川上流。(B) 旭地区の崩壊地の側部崖の露頭。Ta-dとTa-b。(C) 露頭B背後で実施した簡易貫入試験結果。これらの位置については、図-5を参照。

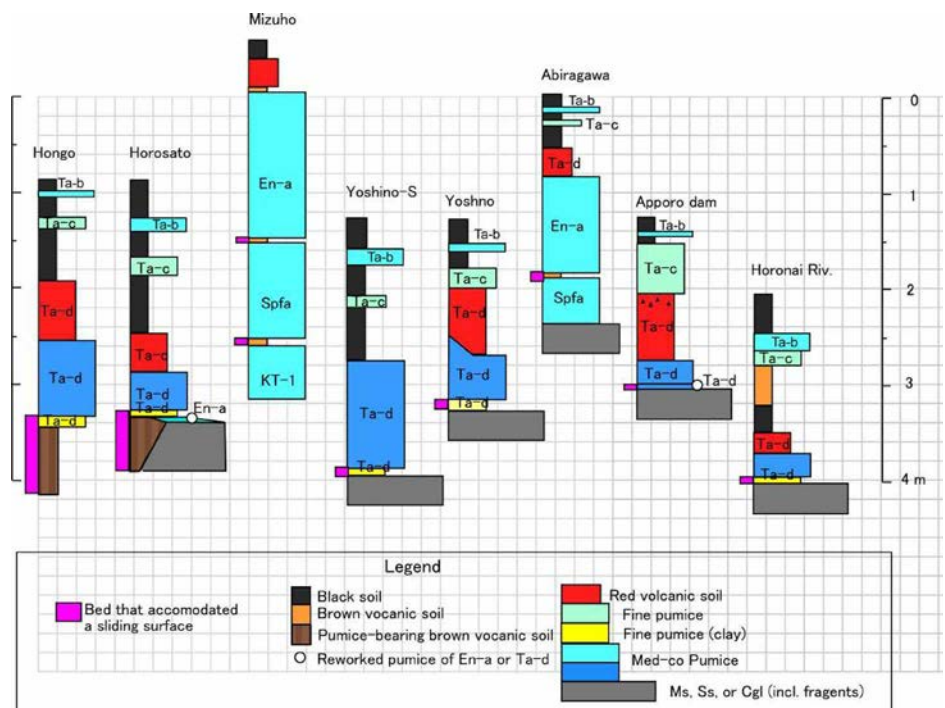


図-4 調査地域の地質柱状図(すべり面の位置を示す)。

3.2 すべり面の形成された地層

すべった地層は、軽石、火山灰土、黒土である。すべり面は、次のような個所に形成されていた。

- Ta-d 最下部の厚さ約 5 cm の細粒軽石層
- Ta-d 直下の軽石混じり火山灰土
- Ta-d 直下の En-a 再堆積物
- Ta-d 本体直下の Ta-d 再堆積物
- En-a 直下の火山灰土

すべり面の形成された層準を整理して地図にプロットしたものを図-5に示す。ここに示したように、北部では、En-a 直下の火山灰土にすべり面が形成されたものが確認された。中央部から南部では、Ta-d の最下部の風化軽石層、あるいは、Ta-d の下にある Ta-d あるいは En-a の軽石が再堆積した層、あるいは Ta-d の下の軽石混じり火山灰土 (PbVs) にすべり面が形成されていた。すべり面は決して隣り合う地層の境界に単一面と

して形成されているわけではなく、あるゾーンが“すべり層”となっていた。その例を図-6に示す。

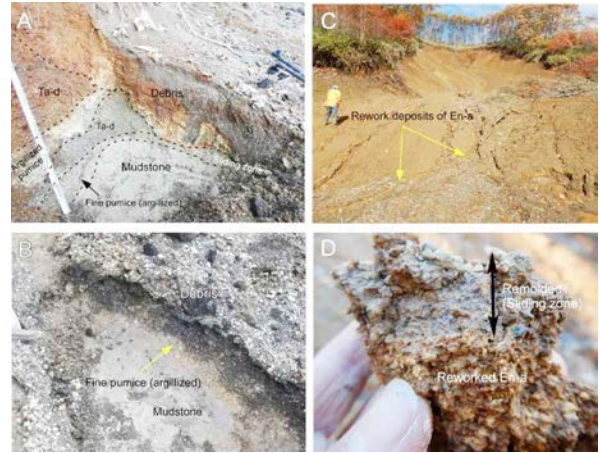


図-6 降下火砕物の地すべりのすべり層。(A) 泥岩基盤の上に乗る Ta-d 最下部のすべり層。Ta-d 最下部層が崩積土の下のすべり層に連続している。朝日地区。(B) 崩積土と泥岩との間のすべり層。朝日地区。(C) 再堆積した En-a が広く露出する崩壊地。幌里。(D) 再堆積 En-a 最上部の練り返しゾーン (すべり層)。幌里。場所は図-5参照。

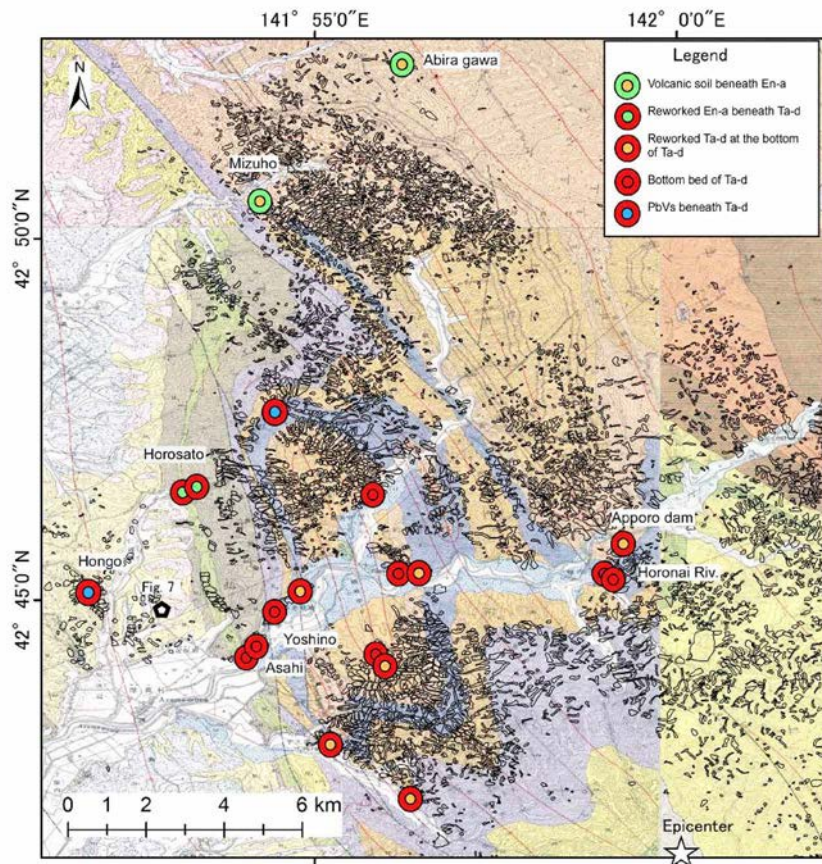


図-5 すべり面の層準の分布。図-4の柱状図と比較のこと。

3.3 火砕物の風化状況

地表から深部に向けて観察すると、後述する Ta-d 内部の特殊な部分を除いて、すべり面の形成された地層のみが特に風化して粘土化していた。Ta-b, Ta-c は硬い軽石からなり、ほとんど変質が認められない。風化は、Ta-b の下の黒土よりも下の Ta-d 以深に認められた。ただし、En-a や Spfa-1、Kt-1 の軽石に挟まれる火山灰土は粘土化していたが、これらの軽石自体が粘土化している様子は認められなかった。Ta-d 上部は赤色化している場合が多く、それらは指で容易に潰せるほど脆弱であったが、後述するように粘土鉱物は生成していなかった。

図-3C に動的簡易貫入試験によって得られた打撃回数のプロファイルを示した。これは、直径 1.5cm、先端角度 60 度のコーンを 3 kg の錘の 50cm 自由落下によって打撃し、コーンを 10cm 打ち込むのに要した打撃回数を測定するもので、つくばマルトー式の簡易貫入試験とほぼ同様の結果が得られる（戸邊、2008）。また、若月（2003）と Grachef et al. (2011) の関係式から、本試験結果の N_{10} は、標準貫入試験の N 値と、 $N=2.2N_{10}$ と関係づけられる。図-3C に示すように、 N_{10} 値は、Ta-d 上部まで 5 以下であるが、Ta-d 下部で増加し、その最下部で 5 となり、基盤岩では 10 以上となった。この Ta-d 最下部がすべり層に相当するが、実際には Ta-d 最下部の細粒軽石は厚さ 5cm 程度なので、この貫入試験では詳細にはとらえられていない。

3.4 Ta-d の特異な風化形態

Ta-d には、至る所で周氷河作用によるインボリューションに似た構造が認められた。これは、不規則形状な下縁を持つカーテンのような模様である（図-7）。この構造は Ta-d の層内に限られ、また、軽石相互のかみ合わせが保たれているので、インボリューションではない。

この構造は、断面的に見て、下縁形状が不規則

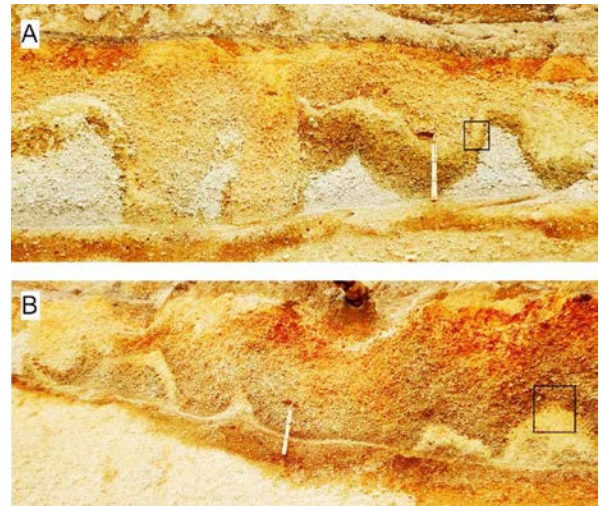


図-7 Ta-d に形成されたカーテン状構造。(A) 酸化フロント直下に粘土化軽石層(白色部)を伴う。(B) Ta-d 基底に形成された粘土化軽石層を伴うカーテン状構造。酸化帯は明瞭な酸化フロントを持たずに下方の非酸化帯に漸移する。スケールの長さは 30cm。

なカーテンが下がっているように見えることから、カーテン状構造と呼んだ。

このような風化帯構造は極めてまれなもので、筆者は、これら以外に今まで見たことがない。また、これらの構造は、Ta-d の軽石層の中を降下する浸透水と軽石との相互反応によることは明らかであるが、この構造と今回の地震による斜面崩壊の発生とは直接的な因果関係はないと思われるので、詳細は省略する。

3.5 すべり面形成層の鉱物組成

すべり面形成層準について 3.2 節で述べた。これらのすべり面構成物質を分析した結果、すべり面形成層にはすべてハロイサイトと呼ばれる粘土鉱物が主要粘土鉱物として含まれることがわかった。赤色火山灰土となった Ta-d は指で容易に潰せるほど脆弱であったが、粘土鉱物は含まれなかった。

すべり面となり、ハロイサイトを含む層は、基盤岩の難透水層の直上の細粒軽石 (Ta-d 最下部) あるいは再堆積 En-a および再堆積 Ta-d、それ自

体が難透水で保水性が良いと思われる火山灰土あるいは軽石混じり火山灰土であった。

4. 膨大な数の斜面崩壊が発生した理由と従来の事例との比較

今回の地震で膨大な数の斜面崩壊が発生した理由は2つある。第1は、広い範囲に流れ盤の不安定な地盤構造が形成されていたことであり、第2は、これらの流れ盤構造をなす地層の斜面下部が広範囲にわたって切断されていたと推定されることである。

第1の、広い範囲に不安定な地盤構造があったことについて考える。3節までに述べたように、数多く発生した斜面崩壊の多くは、樽前火山から噴出した軽石 Ta-d 軽石の基底部あるいはその直下の軽石混じり火山灰土層にすべり面を持っており、一部は恵庭火山から噴出した En-a 軽石直下の火山灰土にすべり面を持っていた。これらのすべり面形成層は、風化によってハロイサイトと呼ばれる粘土鉱物を有していた。この鉱物は、後述するように、従来も地震によって流動的な崩壊の原因となっていたものである。Ta-d および En-a は噴出源の火山の東方に広く分布しており、いずれも空から降下して地表を毛布のように覆い、斜面ではすべりやすい流れ盤構造をなしていた。また、これらの地層は、地表からの浸透水によって同様の風化作用を受けたため、それらには同様の弱層が形成されていた。これらが第1の理由の説明である。

第2の流れ盤構造をなす地層の斜面下部が広範

囲にわたって切断されていたことについて述べる。第1節に述べたように、厚真および、その周辺のもっと広い範囲では、谷壁斜面の途中に傾斜が谷川に急になる傾斜変換線がある。これだけ広範囲に認められる理由は、まだ定かではないが、おそらく地盤の広域的な隆起に求められるように思える。いずれにしても、この傾斜変換線のため、谷壁に堆積した Ta-d などの降下火砕物は、急な谷中谷では失われていることも多く、また、失われていないにしても、斜面上方の地層を下方から支える力は小さかったと推定される。このため、斜面上方にある不安定な地層がいたるところで崩壊したと推定される。これが第2の理由である。

2018年胆振東部地震によって引き起こされた斜面崩壊と同様の斜面崩壊は従来多数生じてきた(表-1、Chigira and Suzuki, 2016; 千木良, 2018)。降下火砕物は、前述したように、広い領域に同様の地盤条件を形作るため、たいていの場合一度の地震によって多数の斜面崩壊が発生した。これらの事例では、すべり面はハロイサイトに富む層に形成された。すべり面の深さは、最も深いもので200mであったが、多くの場合、数mであった。

すべり面の形成された層は、いくつかのタイプに分けられる(図-8、千木良, 2018に加筆)。最も多いのは、軽石が関係した層である。軽石直下の火山灰土、軽石そのもの、軽石直下の軽石混じりの土である。今回の2018年胆振東部地震によるものも同様である。そのほかに、火山灰土に挟まれる火山礫、褐色火山灰土の下の黒土、酸性溶岩に接する火山灰土にすべり面のできた例もあるが、これらの事例は少ない。

表-1 降下火災物の崩壊を多発した地震のリスト。Chigira and Suzuki (2016), 千木良 (2018) にデータを追加。

地震	1923 関東	1949 今市	1968 十勝沖	1978 伊豆大島近海	1984 長野県西部	2011 東北	2016 熊本	2018 胆振東部	2001 エルサルバドル	2009 パダン
発生日	9月1日	12月26日	5月16日	1月14日	9月14日	3月11日	4月14日, 16日	9月6日	1月13日	9月30日
マグニチュード	Mjma 7.9	Mjma 6.4	Mjma 7.9 (Mw8.2)	Mjma 7.0	Mjma6.8	Mw 9.0	Mjma6.5 Mjma7.3	Mjma6.7	Mw7.7	Mw 7.5
崩壊発生域の震度 (JMA)	6	5~6	5	5~6	6	6-~6+	6+	6+~7	MM 6, 7 4~5-(JMA)	MM 8 (USGS) 5+(JMA)
先行降雨 (mm)	観測所	宇都宮	八戸	稲取	御岳山	白河	南阿蘇	厚真	—	—
	10日間	—	181	12	183	12.5	79.5	30	データなし (11月~4月は乾季) ^{b)}	データなし (降雨中に発生)
	30日間	—	292	172	555	83.5	83	225	—	—
60日間	—	255	307	334	839	93.5	716	275	—	—
崩壊性地すべりの数	2 (根府川)	88 ^{a)}	152 ^{b)}	7 ^{d)} (物質の分布が狭かった)	5 ^{b)}	<10 ^{e)}	56<	8000	>1000 ^{e)}	160 ^{f)}
すべり面形成層の物質	風化軽石 ^{h)} ハロイサイト	風化軽石 ^{h)} , 火山礫 ^{m)} ハロイサイト ^{e)}	古土壌 (砂質火山灰) ハロイサイト ^{e)}	古土壌 ハロイサイト ^{e)}	風化軽石と スコリア ハロイサイト ^{e)}	古土壌 ハロイサイト ^{e)}	軽石, 火山灰 土	軽石, 軽石混 じり火山灰土 ハロイサイト	古土壌 ^{h)} 粘土鉱物は不明	風化軽石と古 土壌との混合 ハロイサイト ^{j)}
すべり面形成層の層準	米神溶岩 ^{h)}	鹿沼軽石 (32ka), 小 川火山礫, 今 市軽石 ^{m)}	十和田八戸テ フラ (15ka) ^{e)}	鉢の山テフラの 下位 (29ka) ⁱ⁾	千本松スコリア (84~76ka) ^{p)}	Sr10 (スコリア) 下位, 高久軽 石 (330ka) 相 当 ^{q)}	Kpfa (30ka) 他	Ta-d (9ka), En-a (18 ka) 下位の火山灰 土	Tobas Color Caf é deposits	Qhpt の基底 (70~80ka よ りも若い ^{r)})
すべった物質	箱根火山の 安山岩溶岩, 火山礫 ^{h)}	箱体火山のテ フラ	十和田火山 のテフラ ^{b,c)}	東伊豆単性火 山群のテフラ ^{d)}	スコリア, 溶岩, アグルチネート, 段丘堆積物	那須火山のテ フラ ^{e)}	阿蘇カルデラ内 の降下火災物	Tierra Blanca and the Tobas Color Caf é deposits の軽石等	Tandikat Volcano の軽石 (Qhpt)	—
すべり面の深さ (m)	70m, 30m	3~5m ^{a)}	<3m ^{b)} , 1~2.5m ^{e)}	2~6m ^{d)}	5m~200m	3~9m ^{e)}	2.5~13m	2~3m	ca.20m (Las Colinas) ^{f)}	3.5~5.5m ⁱ⁾
斜面に平行な層理	有	有	有	有	有	有	有	有	有	有
下部切断	有	有	多分有	有	有	有	有	有	有	大部分有
犠牲者	447 ⁿ⁾	8	33	7	29	13	16	36	844 ^{o)}	600?
引用文献	a: Morimoto (1951); b: 井上他 (1970); c: 吉田・千木良 (2012); d: Chigira (1982); e: 千木良他 (2012); f: Crosta et al. (2005); g: Jibson et al. (2004); h) Evans & Bent (2004); i: Nakano et al. (2015); j: 平野他 (1985); k: 田中 (1985); l: 鈴木 (1993); m: 千木良他 (2017); n: Kamai (1992); o: 鈴木 (1987); p: 小林 (1992); q: 早川・小山 (1992); r): 笠間他 (2008); s): 竹内他 (1998); t) Tjia and Muhammad (2008); u): 高橋 (2007)									

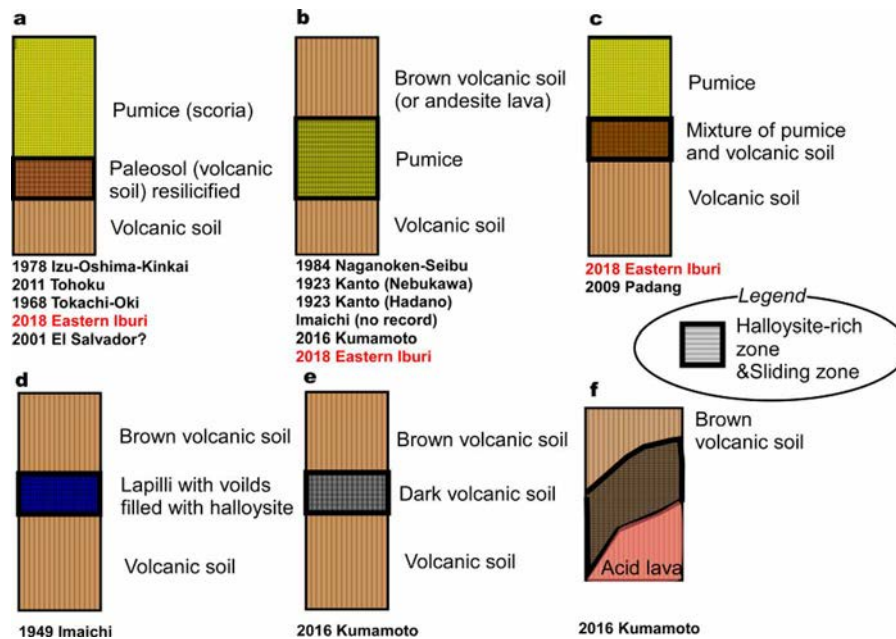


図-8 ハロイサイトに富むすべり層の層準を示す模式図。Chigira and Suzuki (2016) にデータを追加。

5. 結論

2019年北海道胆振地震によって発生した斜面崩壊の大部分は、降下火砕物の崩壊であり、特定の地層がハロイサイト化し、そこにすべり面ができたものであった。最も多かったのは9000年前のTa-dと呼ばれる軽石層の基底部の細粒軽石層にすべり面を持つものであった。そのほかは、Ta-dあるいはEn-aの再堆積物、Ta-dあるいは20000年前のEn-a直下の火山灰土および軽石混じり火山灰土にすべり面を持つもので、これらも軽石層に付随する層として考えることができる。これらの層は、給源火山の東方に広く分布しており、広範に同様の不安定な地盤構造を形作っていた。これが、膨大な数の崩壊が発生した第1の理由である。さらに、これらの地層は、広範囲で斜面下部で切断されていたこと、これが第2の理由である。

従来の地震時の降下火砕物の斜面崩壊をみても、今後の同様の現象を予測するには、まず第1に軽石層の分布、および斜面下部の地層切断状況を知ることが最重要であると言えよう。

謝辞

本報告は、千木良・田近・石丸（2019）を簡略化したものである。

参考文献

- 中川光弘・宮坂瑞穂・三浦大助・上澤真平（2018）：南西北海道、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、124, pp. 473-489.
- 千木良雅弘（2018）：災害地質学ノート。近未来社、名古屋。
- 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。京都大学防災研究所年報、印刷中。
- 戸邊隼人（2008）：風化花崗岩類の表層崩壊と風化様式、および岩石組織との関係について。京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻学位論文。
- 松野久也・石田正夫（1960）：5万分の1地質図幅早来。北海道開発庁。
- Chigira, M. & Suzuki, T. 2016. Prediction of earthquake-induced landslides of pyroclastic fall deposits. In: Aversa, S., Cascini, L., Picarelli, L. & Scavia, C. (eds.) Landslides and Engineered Slopes. Experience, Theory and Practice. Associazione Geotecnica Italiana, Rome, pp. 93-100.