

地震地すべり移動体を対象とした地中レーダー探査—平成 30 年北海道胆振東部地震の例—

Internal structures of earthquake-genic landslide body at the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake site: Survey of ground penetrating radar usage

ABSTRACT

加瀬 善洋*

地質研究所胆振東部地震調査班**

KASE Yoshihiro*

Eastern Iburi Earthquake Survey Team of the Geological Survey of Hokkaido**

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

** 地質研究所胆振東部地震調査班

Corresponding Author KASE Yoshihiro

kase-yoshihiro@hro.or.jp

A large number of stratified-tephra-slides were simultaneously created during the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake. Previous studies have shown that landslide bodies are characterized by internal structures that show the original stratigraphy of the shifted slope. In this study, the internal structures of earthquake-genic landslides were investigated using ground penetrating radar (GPR) in Takaoka district, Atsuma town, Hokkaido. Reflective surfaces tend to decay at the boundary between the landslide body and cultivated soil (original ground surface). GPR revealed the contrast of the reflective surface in the landslide bodies, which are in harmony with the boundary between black soils and normal faults. Good lateral continuity of reflective surfaces may suggest that most landslide bodies retain their original stratigraphy.

Keywords: earthquake-genic landslide, ground penetrating radar, internal structures, landslide bodies, the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake

はじめに

平成 30 年北海道胆振東部地震 (以下、胆振東部地震と呼ぶ) では、樽前山や恵庭岳起源の火山灰をすべり層とする斜面崩壊 (テフラ層すべり) が同時多発的に発生した¹⁾。この地震地すべり移動体の特筆すべき特徴の 1 つは、大半の移動体が崩壊以前の斜面に定置していた時の地質層序を保ったまま移動し、堆積していることである²⁾。一般に、未固結堆積物が豪雨により崩壊した場合、水に飽和して土石流になる場合が多いため、上記のような内部構造が保たれる可能性は低い³⁾。このような観点から、地すべり移動体の内部構造は、その運動過程や崩壊発生メカニズムを記録しているものと考えられる。しかし、移動体の内部構造を露頭断面で確認できる機会は少ないため、それらを詳しく検討した例は限られる³⁾。

地中レーダー (Ground Penetrating Radar: GPR) は、電磁波を地表で発信・受信し、地下構造を把握するための探査装置であり、大規模な掘削をすることなく非破壊的に地下の地質構造を可視化することができる。このため、直接観察す

ることが難しい地すべり移動体の内部構造を把握する際にも有効なツールとなる可能性があるが、適用例はほとんどない。そこで著者らは、胆振東部地震により形成された移動体を対象に GPR 探査を実施し、地震地すべり移動体の反射断面の取得を試みた。本論では、得られた反射断面について、予察的な解釈を加えて報告する。

調査地域概要

調査は、厚真町高丘地区の 1 つの地すべり移動体を対象とした (図 1A, B)。

対象とした斜面は頗美宇川右岸側に位置する東向き斜面であり、崩壊は複数並列して発生している (図 1C)。調査対象とした崩壊は図 1C の中央のもので、上部谷壁斜面から下部谷壁斜面にかけて発生しており、上部谷壁斜面はごく浅い谷型地形、下部谷壁斜面は平滑な斜面からなる (図 2A)。斜面上の崩壊面は、幅 85 m 程度、高さ 55 m 程度、奥行き 105 m 程度である (図 2A)。側崖の露頭断面に基づくと、斜面を構成する堆積物は、主に樽前山起源の降下火山灰層 (上位から樽前 b 火山灰 (西暦 1667 年降灰、層厚 10 cm 程

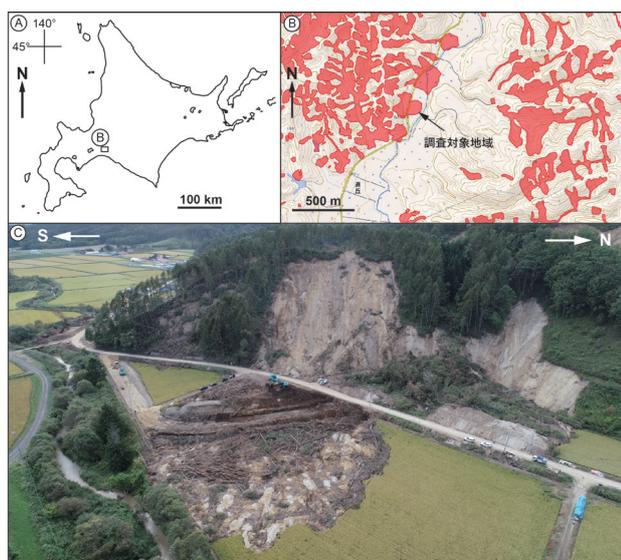


図1. 調査地の概要. A: 調査位置(広域). B: 調査位置(拡大). 国土地理院ウェブサイト (https://saigai.gsi.go.jp/3/20180906/iburi-hokai_2-bunkatsuzu.pdf) の図を使用した. C: 空撮による調査地の全景写真. 調査は南側の崩壊地を対象とした.

Fig. 1. Locality of the survey area. A: Map of Hokkaido, Japan, showing the examined area (black rectangle). B: Close-up view of the part of A. Modified from the map of Geospatial Information Authority of Japan website (https://saigai.gsi.go.jp/3/20180906/iburi-hokai_2-bunkatsuzu.pdf). C: Photograph of survey area obtained by UAV.

度, 以下 Ta-b と表記), 樽前 c 火山灰(約 2 千 5 百年前降灰, 層厚数 cm 程度, 以下 Ta-c と表記), 樽前 d 火山灰(約 9 千年前降灰, 層厚 1 m 程度, 以下 Ta-d と表記) からなり, 火山灰層の間, および地表直下に黒色土が認められる(図 2B). Ta-d は, 上部が赤褐色, 下部が黄灰色を呈し(図 2B), 基盤である振老層の砂岩泥岩互層(F1)⁴⁾を覆う.

移動体は, 斜面下方の平坦面(道路および水田)上に堆積しており, 旧地表面との比高から推定される最大層厚は 2 ~ 3 m 程度, 幅 115 m 程度, 奥行き 120 m 程度である(図 3). 移動体の形状は全体的には円形に広がるが, 土砂の道路横断後の移動方向は北東(図 3 の右上)へ向き, 移動体の末端は複数のローブ状の形態(図 3 の白色破線)を示す. 移動体の地表面は黒色土および黒色土と火山灰の混在土が主体で, Ta-b および Ta-d が小規模に露出する(図 4A). 移動体の表層の地形は, 全体的に比高 10 ~ 数 10 cm 程度の起伏に富み(図 3B), 局所的に Ta-b が帯状にあふれ出し比高 10 ~ 50 cm 程度のリッジをなして分布する(図 3A, 図 4B).

調査を実施したのは平成 30 年 9 月 26 ~ 27 日で, 地震発生から 20 ~ 21 日後にあたる. 地震発生から調査日までの最大の日雨量は 9 月 10 日の 3mm (アメダス厚真観測所)で雨らしい雨は無く, 移動体の地表面は比較的乾燥した状態であった. この期間には, 災害復旧工事で道路の整備のため

移動体の一部が掘削され, 移動体を横断する方向の断面が露出していた(図 3 の測線 a-a'). この断面の観察結果に基づくと, 移動体の最下部は Ta-d からなり, 明瞭な境界面を介して耕作土を覆っている(図 5C). 移動体の大部分は伸長による正断層センスの変形を被りながらも, 崩壊前の層序構造をおおむね保っていることが確認される. ただし, 移動体の上部は排土・整地されており, 内部構造を確認することはできなかった. 崩壊直後の崩壊斜面中腹部には Ta-d を主体とする堆積物が基盤を被覆していたこと(図 2C)を考慮すると, すべり層は Ta-d の最下部付近と推定される.

調査手法

GPR 探査は, Sensors & Software 社製 pulseEKKO 1000A GPR system を使用した. 送受信アンテナは 225 MHz を使用し, タイムウィンドウは 100 ns, 測定間隔は 10 ~ 20 cm とした. 速度構造は測定していないが, 速度は妥当な値として 0.050 ~ 0.100 m/ns とした. データは, Sensors & Software 社製の解析ソフト EKKO_Project5 を用いて画像処理および解析を行った. 得られた反射断面は, 横軸は測線の距離, 縦軸は深度で示した. 測線は, 移動体を縦断・横断するように, 現地で 3 測線を設定した(図 3). そのうち, 測線 a-a' は GPR 探査結果と移動体を構成する地質との関係が比較できるように, 露頭断面上に沿うように設定した. 各測線(a-a' ~ c-c')の測線長 L は, それぞれ 80 m, 54 m, 42 m である. 先述のとおり, 測線 a-a' を除く各測線の地形は起伏に富むが, 地形測量等を行っていないため, いずれの探査結果においても地形補正は行っていない.

結果

1. 測線 a-a'

本測線は堆積土塊の中央付近を横断する位置にある. 反射面は次の特徴をもつ: (1) 強反射面は深度 2 m 程度まで認められ, それで深(図 5B の黒色破線)では急激に減衰する. (2) この減衰する深度は, 末端方向(L = 60 ~ 80 m)に向かって次第に浅くなる傾向を示す(図 5B). (3) 深度 2 m 程度の強反射面以浅では, 反射面の強度にコントラストが認められる(図 5A, B).

上記(1)の反射面が急激に減衰する深度(減衰面)は, 露頭断面と比較すると, 移動体と不動地盤にあたる耕作土(水田粘土)との境界に一致する(図 5B, C の黒色破線). 上記(2)の減衰面が末端方向に向かって浅くなる傾向は, 露頭断面で移動体と耕作土との境界深度が末端方向へ浅化(図 5C の黒色破線)することと整合する. このような反射面の特徴は, 耕作土の含水率が堆積土塊より高く, 両者の誘電率が大きく異なるためと考えられる. 減衰面より上部に認められる上記(3)の反射面強度のコントラストは, 黒色土と Ta-d の境界

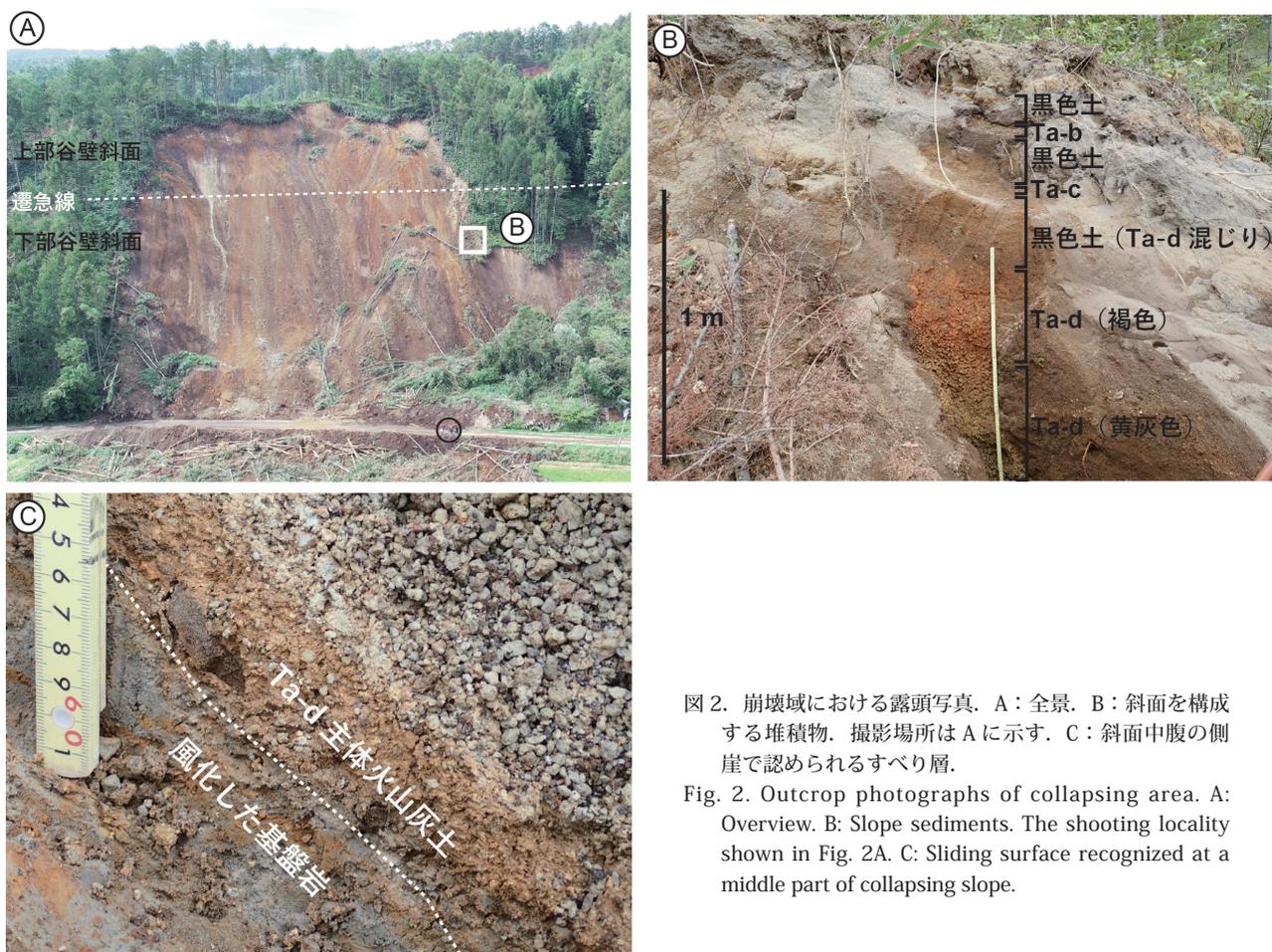


図2. 崩壊域における露頭写真. A: 全景. B: 斜面を構成する堆積物. 撮影場所はAに示す. C: 斜面中腹の側崖で認められるすべり層.

Fig. 2. Outcrop photographs of collapsing area. A: Overview. B: Slope sediments. The shooting locality shown in Fig. 2A. C: Sliding surface recognized at a middle part of collapsing slope.

に相当する(図5B, Cの黒色実線). この傾向は, 減衰面と同様, 黒色土とTa-dの誘電率の相違を反映しているものと解釈される. また移動体中には正断層群によるものと考えられるホルストーグラベン構造が $L = 0 \sim 10$ m, $16 \sim 24$ m, $42 \sim 47$ mで認められる(図5CのHo, Gr). 反射面強度のコントラストは, これらの正断層群とも対応する(図5B). $L = 9 \sim 14$ mに認められる強反射面のコントラスト(図5B, Cの白色破線)も, 露頭断面では認定できないような正断層センスの変形を示しているものと解釈される. 堆積土塊の横断面において認められるホルストーグラベン構造や正断層は, 移動体が側方(北西-南東方向)へ伸張して形成されたと考えられる.

2. 測線 b-b'

本測線は, 堆積土塊の末端近くを横断する断面である. 反射面は, 次の特徴をもつ: (1) 強反射面は深度1 m程度で一度減衰(図6Bの黒色破線: 減衰面)するが, さらに深い深度では再び強反射面が認められる. (2) 深度2 m程度以深では, それ以浅に比べ, 強反射面はフラットで均質である(図6BのFl). (3) 地表面~深度1 m程度の強反射面は, 波状を示しながらも側方への連続性が大半の区間($L = 8 \sim 20$ m, $22 \sim 33$ m, $42 \sim 49$ m)で良く, また強度にコントラストが認められる(図6B). (4) 地表のリッジ下では,

強反射面はごく浅部にしか認められない.

上記(1)の減衰面は, 測線 a-a'の反射パターンに基づくと, 移動体と耕作土との境界を示すと解釈される. 減衰面の深度が測線 a-a'よりも浅いのは, 本測線が移動体の末端近くに位置し, 移動体の層厚が薄いことに対応する(図3B). 一方, 一部の区間($L = 7$ m, 26 m, 49 m)では, 減衰面(図6Bの黒色破線)がより深い深度で認められる. この区間はロープの接合部に位置しており, 圧縮リッジが形成されており(図3Bおよび図6BのRi), 移動体の層厚が厚くなっていることを反映すると解釈される. 上記(1)のうち, 耕作土の内部に相当すると考えられる深度における強反射面, および(2)のフラットな反射面は, 測線 a-a'とは異なる特徴であるが, 何を反映したものかは今のところ不明である. 上記(3)の反射面は移動体内部のものと考えられ, 連続性が良い反射面の区間では, 移動体が大きく乱れずに層序構造を保っているものと解釈される. また反射面強度のコントラスト(図6Bの黒色実線)は, 黒色土とTa-dの境界や, 正断層群によるホルストーグラベン構造(図6BのHo, Gr)を示すと解釈される. 上記(4)は, 探査装置と地表面との接地が不良であったため, 深部までのデータが取得できなかったためと考えられる.

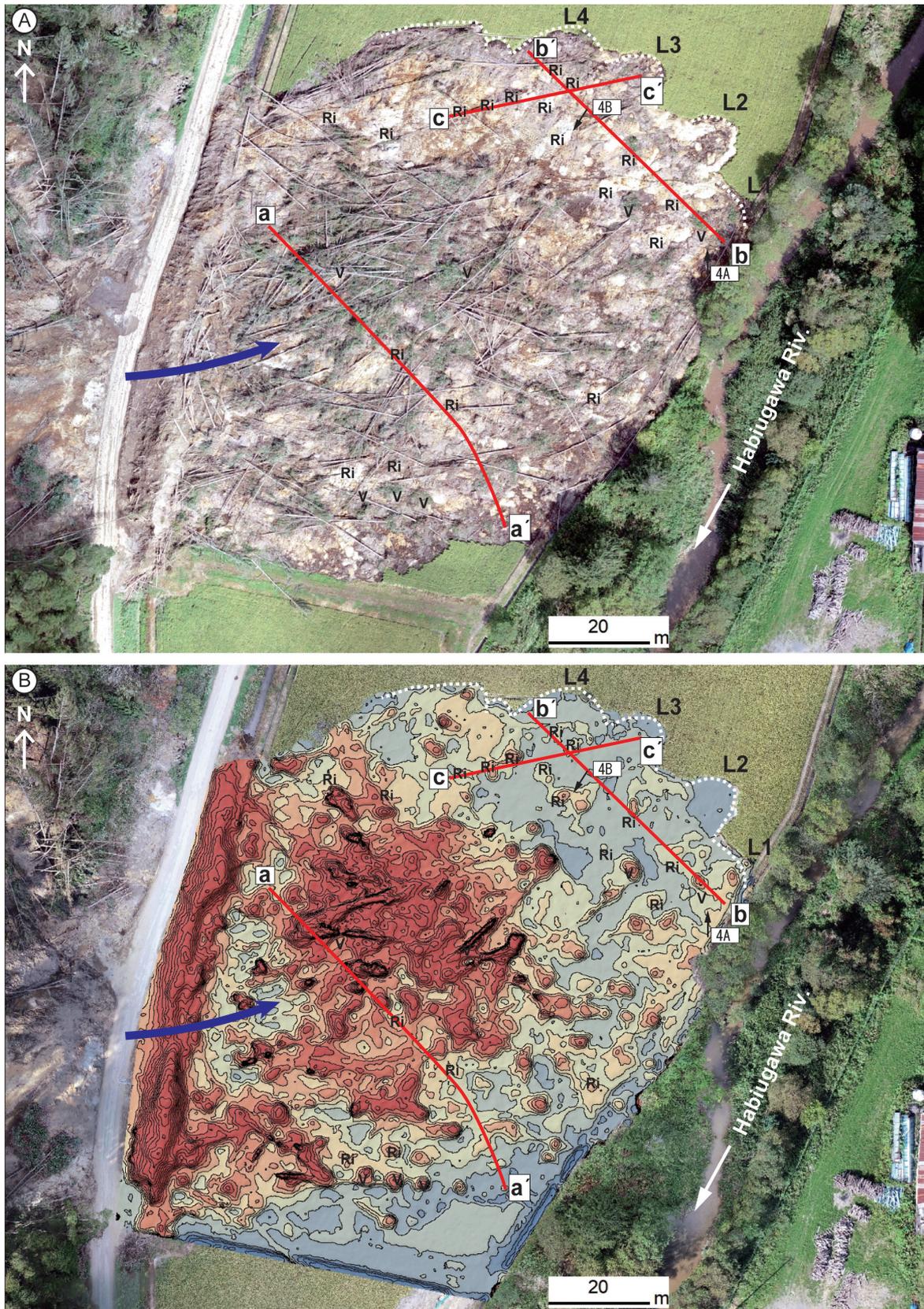


図3. A : UAV-SfMにより取得した地震地すべり移動体の空撮写真 (2018年9月14日: 工事用道路整備の掘削前)。B : Aにコンター線 (20 cm 間隔) を加えた陰影段彩図。赤線はGPR探査を行った測線を示す。白色破線は移動体末端のローブ状地形を示す。青矢印は土砂の移動方向を示す。Ri : リッジ。V : 植生。

Fig. 3. A: Ortho photograph of the landslide body obtained by UAV-SfM. B: Elevation tinted map with shadow and contour lines (20 cm interval). Red lines show GPR survey lines. White dashed lines show lobe-like topography of terminal part of landslide body. Ri: Ridge. V: Vegetation.

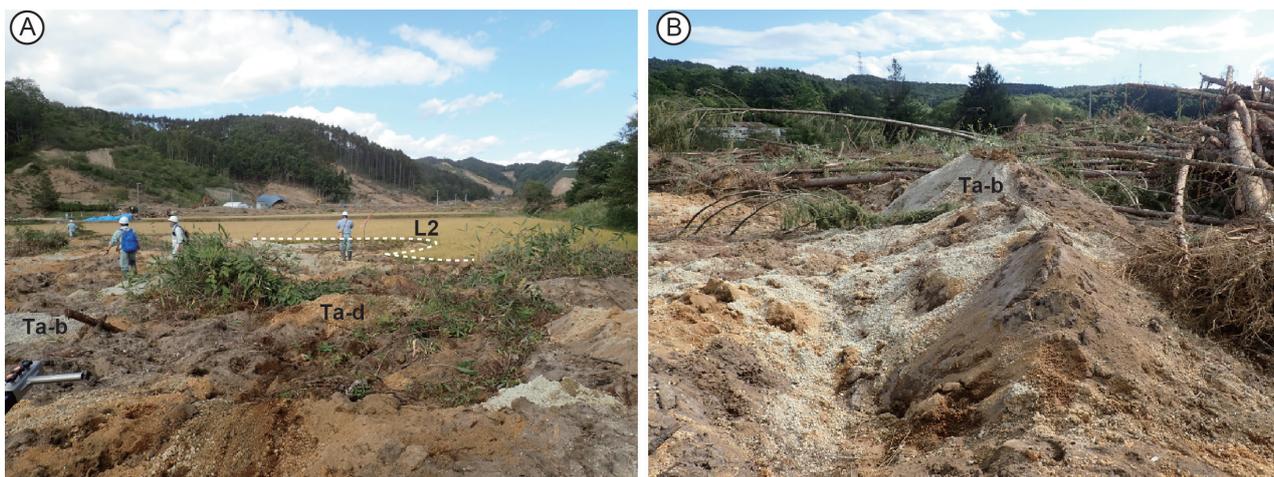


図4. 地表に露出した地震地すべり移動体の写真。A：末端付近。移動体の地表面には、黒色土、Ta-b（白色）、Ta-d（褐色）、およびそれらの混合土が認められる。植生が局所的に残る。B：Ta-bの小丘状リッジ。撮影方向は図3に示す。

Fig. 4. Photographs of the ground surface of the landslide body. A: Terminal part of the landslide body. Black soil, Ta-b, Ta-d and these mixed soils are recognized. Vegetation remains locally. B: Ta-b ridge. The shooting direction is shown in Fig. 3.

3. 測線 c-c'

本測線は、堆積土塊の末端近くを縦断する断面である。反射面は、次の特徴をもつ：(1) 反射面は深度1～2 m程度で減衰する（図7Bの黒色破線：減衰面）が、それ以後で再び強くなる。(2) 深度2 m以深では、それ以後に比べ、強反射面はフラットで均質である（図7BのFl）。(3) 深度1 m以浅の強反射面は、リッジを除く区間（L = 16～25.5 m, 32～35.5 m）では側方への連続性が良く、また反射面強度のコントラストが認められる（図7Bの黒色実線）。(4) 一方、末端（L = 35.5～42 m）では、上記(1)～(3)の傾向は認められない。

上記(1)は、測線 a-a' および b-b' の反射パターンと同様、移動体と耕作土の境界を示す減衰面と解釈される。ただし、本測線の減衰面は不明瞭であり、移動体の下底面の詳細は不明である。上記(2)は、測線 b-b' でも見られた傾向である。上記(3)のうち、反射面の連続性が良い区間は、縦断方向においても移動体が大きく乱れておらず、層序構造を保っているものと解釈される。また反射面強度のコントラストは、移動体の縦断方向における正断層センスの変形を示すものと解釈される。上記(4)は測定不良区間の可能性がある。

まとめ

厚真町高丘地区において、胆振東部地震で形成された地すべり移動体を対象に、GPR探査を行った結果を以下にまとめる。

1. 地層断面の観察結果と反射記録断面との対比から、反射面の強度は、移動体と耕作土（水田粘土）の境界面に相当する深度で急激に減衰することがわかり、この特徴に基づいて、他測線でのすべり面の深度や移動体の厚さ分

布を推定することができた。

2. 移動体中の反射面強度のコントラストは、(1) 黒色土とTa-dの地質境界、(2) 横断方向では正断層群によるものと考えられるホルストーグラベン構造、(3) 縦断方向では正断層センスの変形に相当する可能性がある。
3. 移動体中における側方への連続性が良い反射面は、内部構造が大きく乱れておらず、層序構造を保ったまま堆積している可能性を示唆する。

文献

- 1) 「地震による地すべり」刊行委員会編、2020、地震による地すべり災害2018年北海道胆振東部地震。北大出版会、370p.
- 2) 田近 淳・雨宮和夫・乾 哲也・戸田英明・西野功人・高見智之、2020、地すべり末端隆起の多様な内部構造：2018年北海道胆振東部地震によるテフラ層すべりの例。日本地すべり学会誌、57、84-89.
- 3) 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：石狩低地東縁、厚幌1遺跡の例。地質学雑誌、122、23-35.
- 4) 松野久也・石田正夫、1960、5万分の1地質図幅「早来」および同説明書、北海道開発庁、35p.

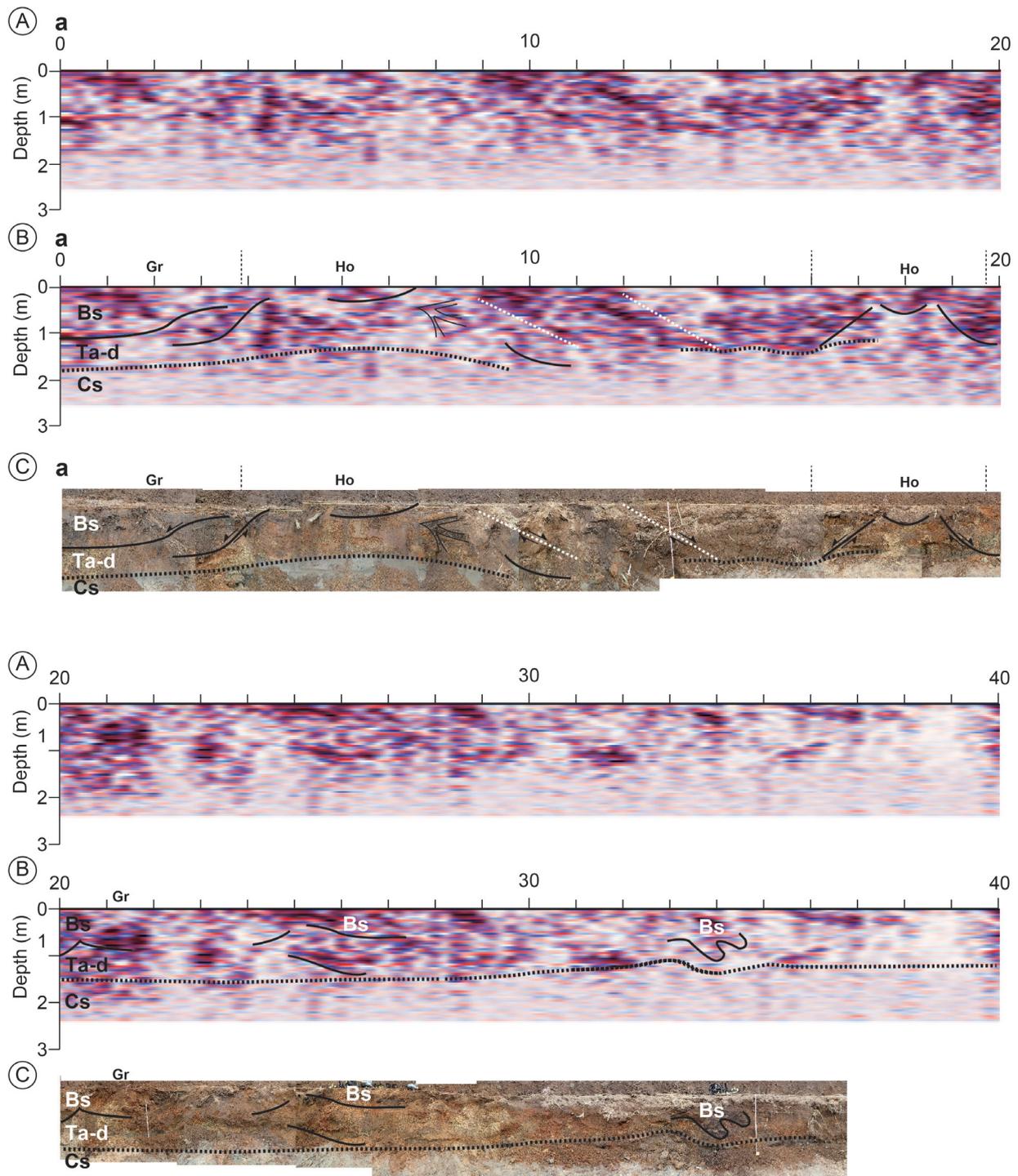


図5. 測線 a-a' における GPR 探査結果. A: 反射断面. B: 反射断面の解釈. C: 露頭写真. Bs: 黒色土. Cs: 耕作土. Ho: ホルスト. Gr: グラーベン.

Fig. 5. Profiles of GPR survey along line a-a'. A: Reflective profile. B: Reflective profile with interpretation. C: Outcrop photograph. Bs: Black soil. Cs: Cultivated soil. Ho: Horst. Gr: graben.

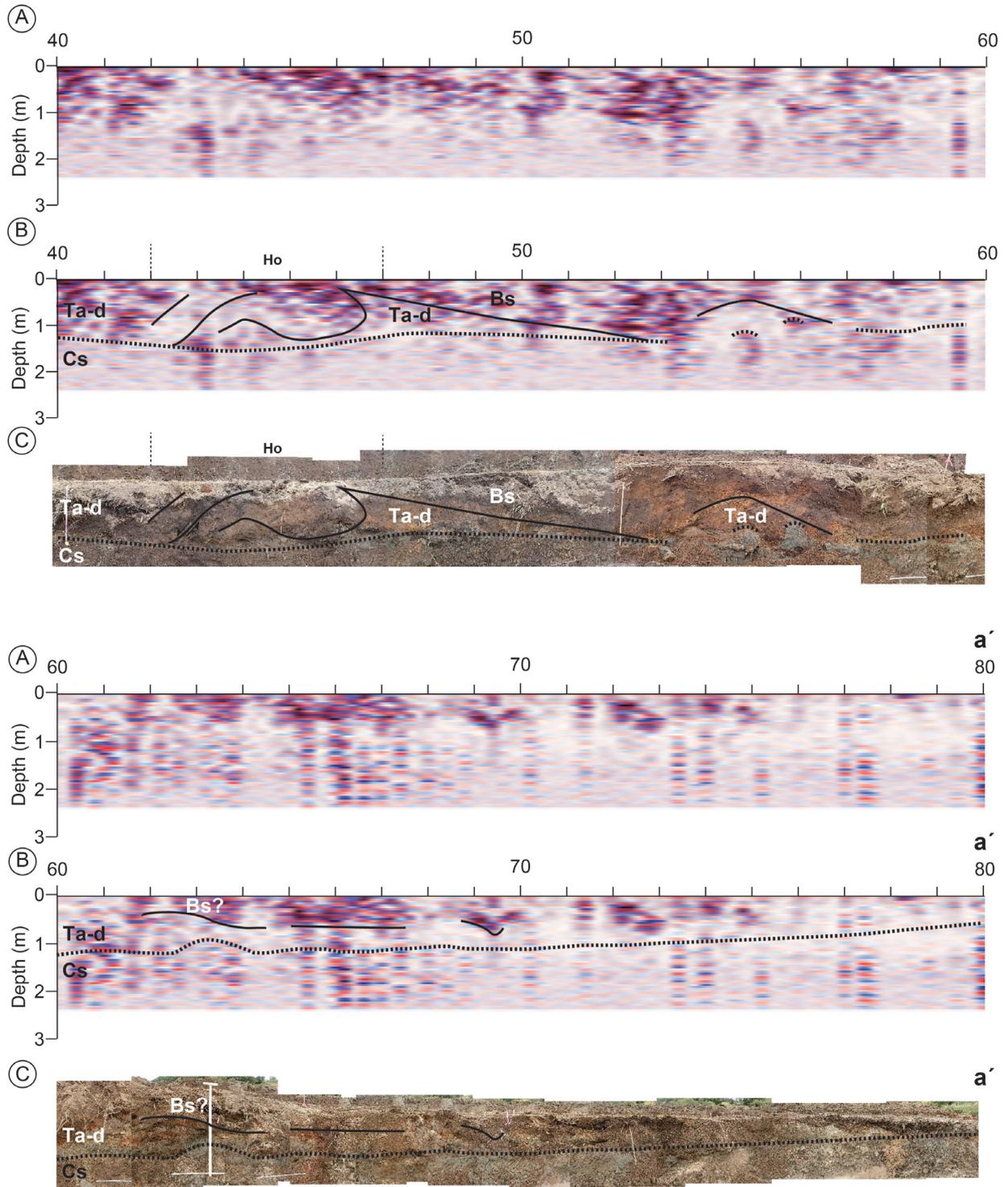


図5. 左ページから続く.
Fig. 5. continued.

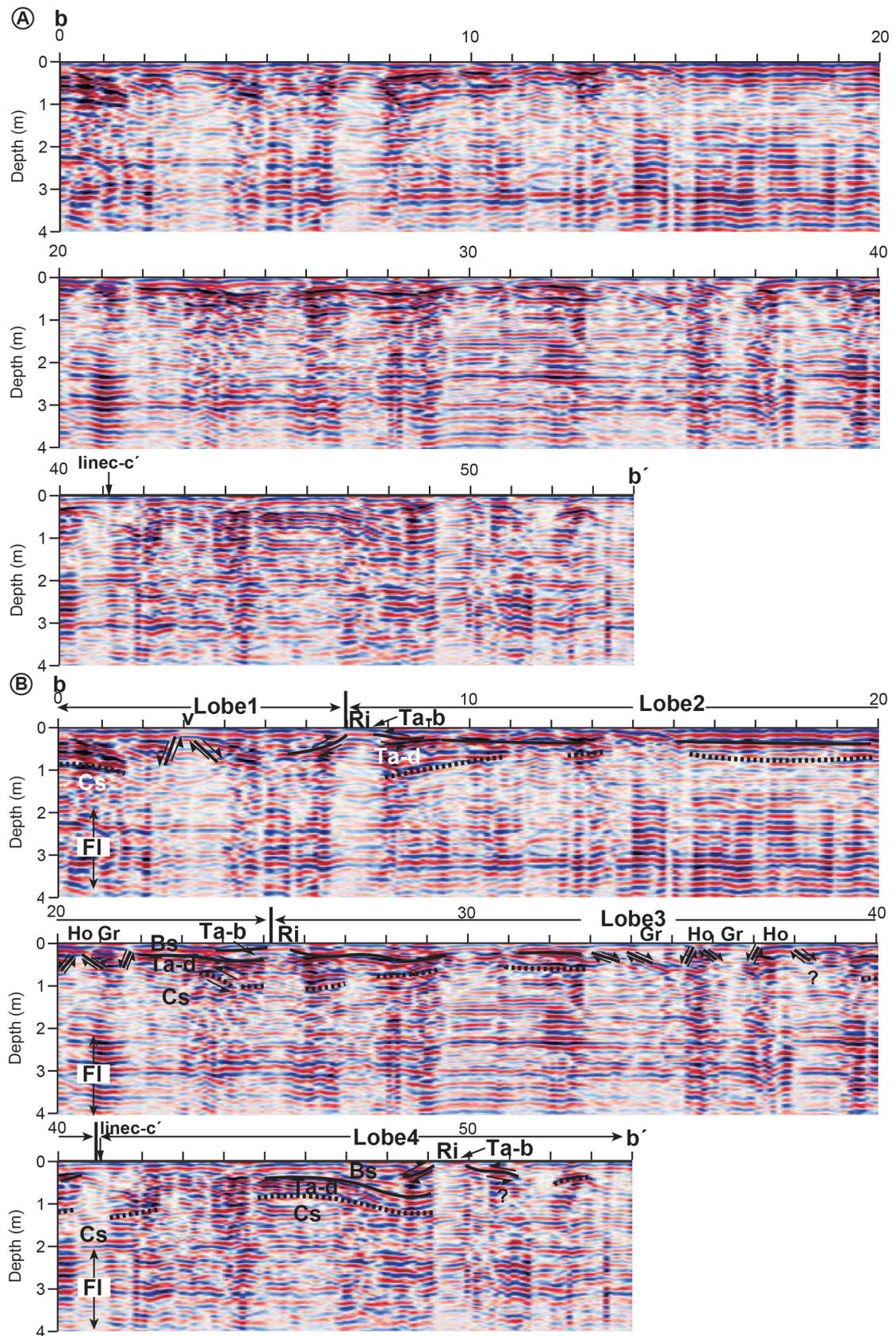


図6. 測線 b-b' における GPR 探査結果. A: 反射断面. B: 反射断面の解釈. Bs: 黒色土. Cs: 耕作土. Ho: ホルスト. Gr: グラベン. Ri: リッジ. FI: フラットな構造. V: 植生.

Fig. 6. Profiles of GPR survey along line b-b'. A: Reflective profile. B: Reflective profile with interpretation. Bs: Black soil. Cs: Cultivated soil. Ho: Horst. Gr: graben. Ri: Ridge. FI: flat structure. V: Vegetation.

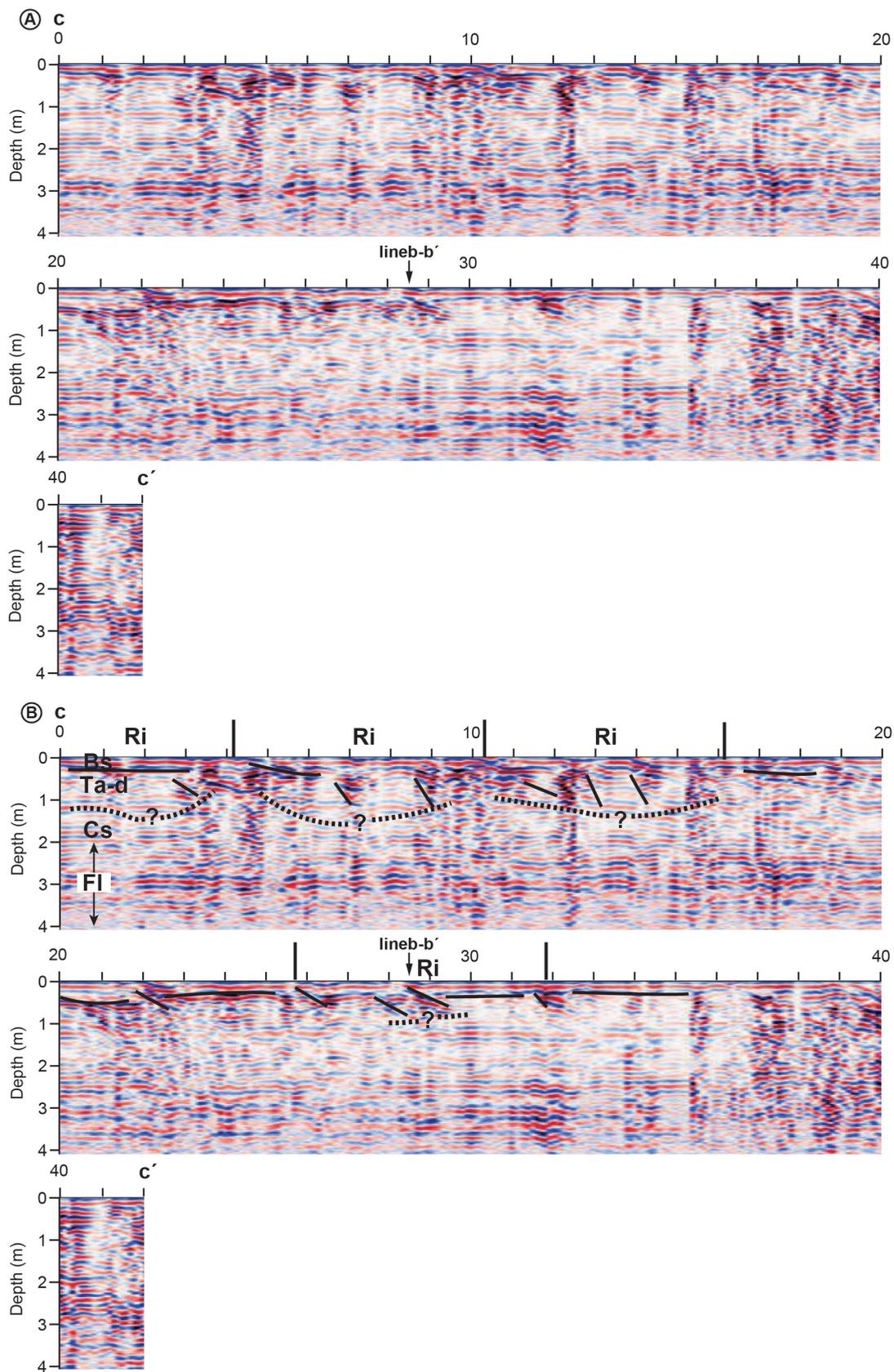


図7. 測線c-c´におけるGPR探査結果. A: 反射断面. B: 反射断面の解釈. Bs: 黒色土. Cs: 耕作土. Ri: リッジ. Fl: フラットな構造.

Fig. 7. Profiles of GPR survey along line c-c´. A: Reflective profile. B: Reflective profile with interpretation. Bs: Black soil. Cs: Cultivated soil. Ri: Ridge. Fl: flat structure.

要 旨

平成 30 年北海道胆振東部地震では、テフラ層すべりが同時多発的に発生した。本研究では、北海道厚真町高丘地区において、地震による地すべり移動体の三次元的な内部構造の特徴を把握することを目的とし、GPR 探査を行なった。その結果、移動体と耕作土（水田粘土）の境界面に相当する深度で反射面の強度は、急激に減衰することがわかった。移動体中に見られる反射面強度のコントラストは、(1) 黒色土と Ta-d の地質境界、(2) 横断方向では正断層群によるものと考えられるホルストーグラーベン構造、(3) 縦断方向では正断層センスの変形に相当する可能性がある。移動体中にいて側方への連続性が良い反射面は、内部構造が大きく乱れておらず、層序構造を保ったまま堆積している可能性を示す。