

内蔵助雪溪における地中レーダ探査報告 (2005年調査)

中埜 貴元¹⁾、酒井 英男¹⁾、飯田 肇²⁾

1.はじめに

立山連峰の富士ノ折立(標高2999m)と真砂岳(標高2861m)を結ぶ稜線の東斜面に形成された内蔵助カール内にある内蔵助雪溪(図1)は、融雪期末期でも残る越年性雪溪で、これまでに様々な調査が実施されている(例えば、吉田ほか、1983;飯田ほか、1990)。これらの調査により、雪溪は越年性雪溪層と化石氷体から成ることが明らかになっている。また、氷体に挟在した植物片の14C年代測定により、その年代は弥生後期(約1700年前)まで遡ると推定され、日本最古の化石氷体と考えられている(中村、1990)。

これらの調査では、主に融雪期末期に現れる縦穴を利用しており、この調査法では内蔵助雪溪のような大規模な雪溪の特性を系統的に研究することは難しいと考えられてきた。本研究で用いた地中レーダ(GPR)探査は、誘電特性による氷河や積雪の調査に有用な手法のひとつであり、内蔵助雪溪においても、山本ほか(1986)やYamamoto and Yoshida(1987)、酒井ほか(1999a、1999b)、酒井ほか(2006)、Sakai

et al.(2006)により実施されている。これらの調査では、雪溪下の基盤地形や雪溪内部の礫層など、重要な特徴が検出されており、雪溪調査での地中レーダ探査の有効性が確認されている。

本稿では、2005年の融雪期末期(9月16、17日)に内蔵助雪溪で実施した地中レーダ探査の結果について報告する。

2.目的と概要

これまでの地中レーダ探査では、中心周波数が100~250MHzのアンテナが用いられ、数本の測線による限られた部分の探査断面や、最深部を対象に測線を多数設けることで部分的に詳細な構造は得られているが、雪溪の全体的な構造は判っていない。

今回は、雪溪を横断する測線を東西・南北方向にそれぞれ6本ずつ、計12本設定した(図2)。探査には、カナダSensors & Software社製Noggin GPR systemを用い、中心周波数が250MHzのアンテナを用いた。アンテナは、2004年の調査(酒井ほか、2006)

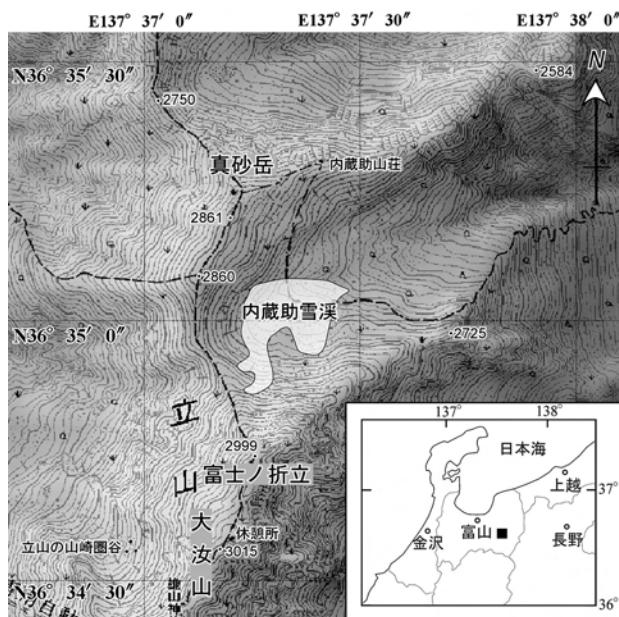


図1. 内蔵助雪溪の位置(左)と全体写真(右)。写真は雪溪西側の稜線上から2005年9月16日に撮影。

1) 富山大学、2) 立山カルデラ砂防博物館

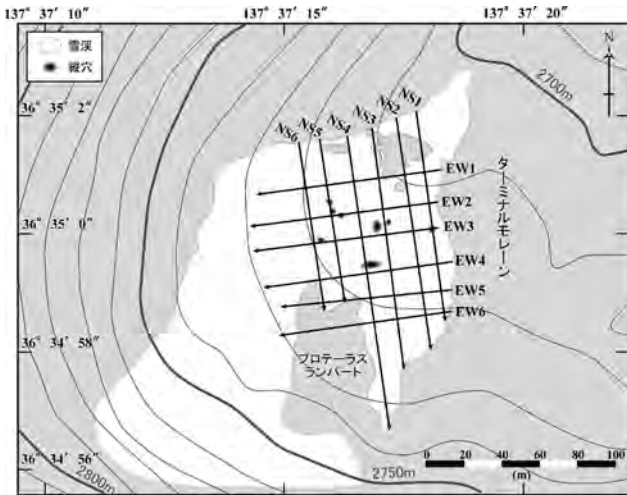


図2. 探査測線位置図。矢印線が測線と走査方向を示している。

と同様、ソリに載せて牽引した。解析には、Sensors & Software社製EKKO_View Deluxeを用い、フィルター処理、振幅回復 (Gain) 処理のほか、マイグレーション処理を施した。

今回の調査では測線の位置を正確に記載するために、レーダ探査と同時にディファレンシャルGPS (ニコン・トリンプル社製GeoExplorer CE) による観測も実施した。測線長は100m前後を中心に、長いもので160mに達した。また、測線の他に雪溪の外周や縦穴の位置も観測した (図2)。東西方向の測線は地形変化が大きいため、ディファレンシャルGPS測定値のZ値 (楕円体高) から推定した標高を用いて地形補正を施した。

雪溪南部に見られる堤防状の岩屑地形 (プロテラスランパート) は、その成因に諸説あるが、福井ほか (2000) による岩屑下の永久凍土の発見により、越年雪溪周辺の岩屑が永久凍土クリープによって変形してできるリッジ状の地形であるとする連続体説 (プロテラスランパートと岩石氷河が地形的に連続体であるとする説) が有力である (福井、2002)。今回、プロテラスランパートの地下構造を探るため、測線EW5とEW6はプロテラスランパートを横断するように設定したが、地表の状態が悪い上、傾斜もきつく、探査条件は厳しいものであった。

3. 探査結果

図3に南北方向の測線の代表的な探査断面 (測線NS3、NS5) を示す。探査断面の横軸は水平距離を、縦軸は左側がレーダ波の伝搬時間 (往復走時)、

右側がレーダ波の伝搬速度から換算した深度を示している。レーダ波の伝搬速度は、双曲線状反射によるフィッティング法 (Moldoveanu-Constantinescu and Stewart, 2004) により求めた。

測線NS3では、越年性雪溪層と化石氷体の不整合面を成す礫層と、水体下の基盤面からの反射が明瞭に確認できる。探査断面の縦横比は任意で、内部構造がよく判るように縦軸を拡大しているが、水平距離70~80mに見られる急傾斜の基盤面は、酒井ほか (2006) で報告された2004年の調査の測線25 (図4) で見られる形状と類似している。越年性雪溪層は測線の中心部ほど厚く、最も厚いところで7m程度に達し、測線の両端側で薄くなっていることがわかる。また、水平位置80~120m付近の浅い部分に、南下がりの顕著な反射面が得られている。

測線NS5では、深さ4~6m付近に見られる顕著な不整合面とともに、水体内に礫層と思われる反射面が複数得られている。この測線は、2004年調査の測線14と比較的位置が近く、反射パターンがよく類似している (図4)。特に、水体内の礫層の反射は、測線14と同一と思われる層が4つ (D, E, F, H) 確認できた。特徴的な反応としては、水平位置30~35m付近の越年性雪溪層内に縦に伸びる反応が見られる。

図5に東西方向の代表的な探査断面 (測線EW2、測線EW3) を示す。これらの探査断面の縦横比は1:1である。南北方向の探査断面と同様、両測線とも不整合面の礫層と基盤面が捉えられている。不整合面は、測線西側の比較的傾斜のきつい斜面でも顕著に現れており、越年性雪溪の厚さは2.5m程度、全層厚では5m近くあると推定される。また、化石氷体内には多数の反射面が確認できる。

測線EW5、EW6では、プロテラスランパート部を横断して探査を実施したが、当該部分では反射が弱く、地下構造は確認できなかった (図6)。プロテラスランパートの西側では、深さおよそ1mに顕著な反射面が見られる。

4. 考 察

南北方向の測線では、越年性雪溪と化石氷体の不整合面、および基盤面の反射が顕著に検出されており、それらの大局的な構造が推定できる。測線NS3で示されるように、越年性雪溪層は雪溪の中心部ほど厚く、雪溪の端に近づくほど薄くなっていると考えられ

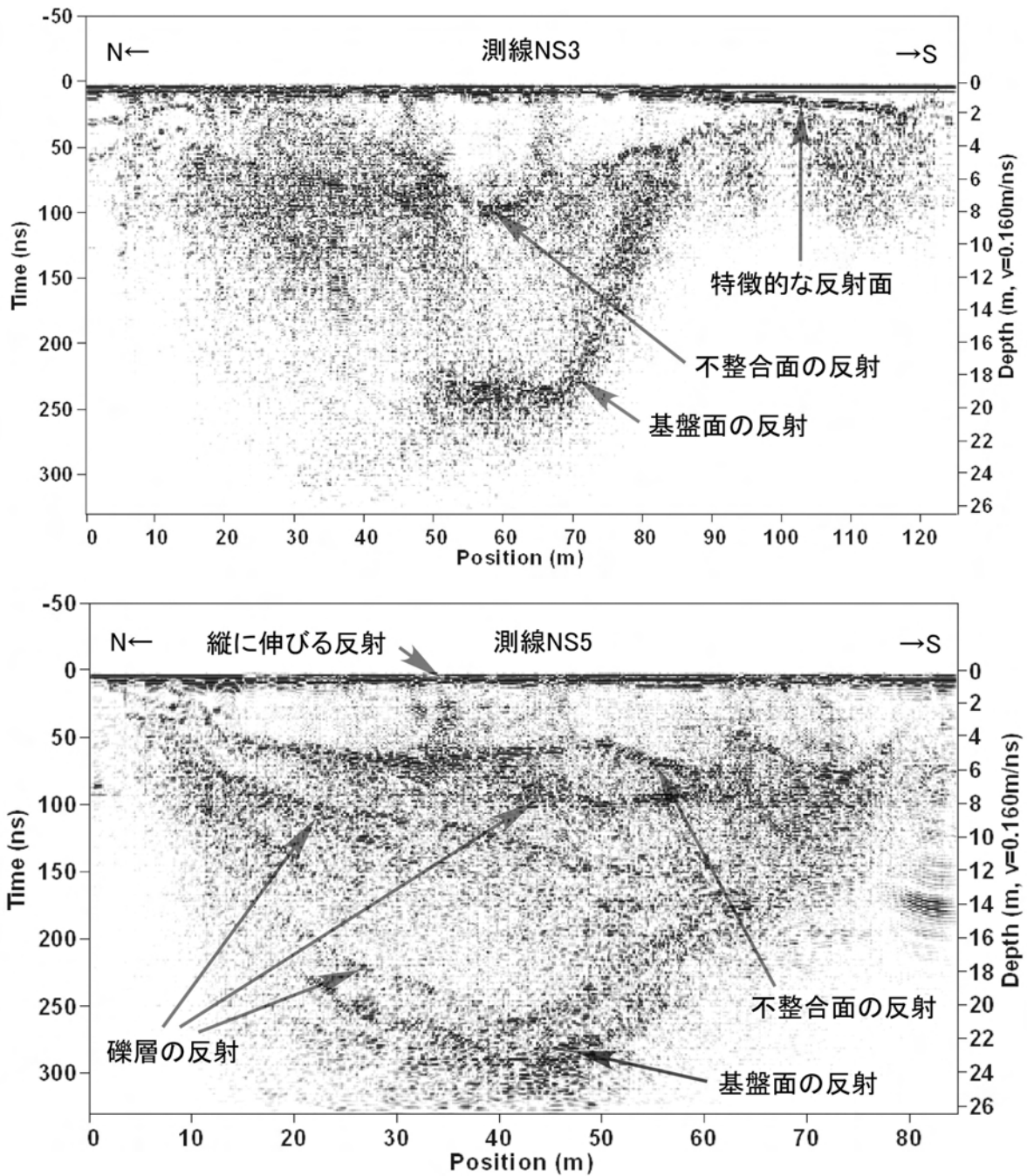


図3. 南北方向の測線の代表的な探査断面。上が測線NS3、下が測線NS5。

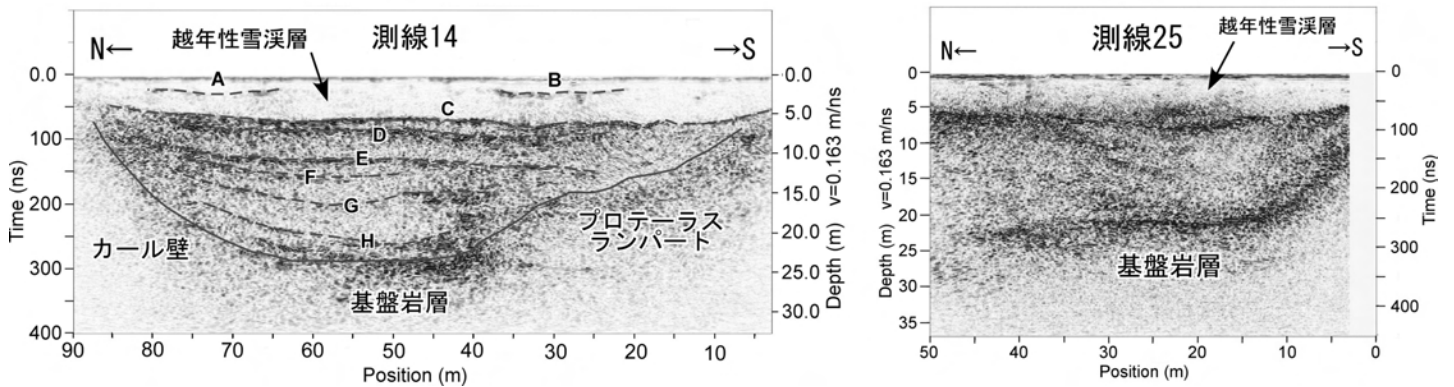


図4. 2004年に実施された地中レーダ探査断面。酒井ほか (2006) より引用、加筆、修正。

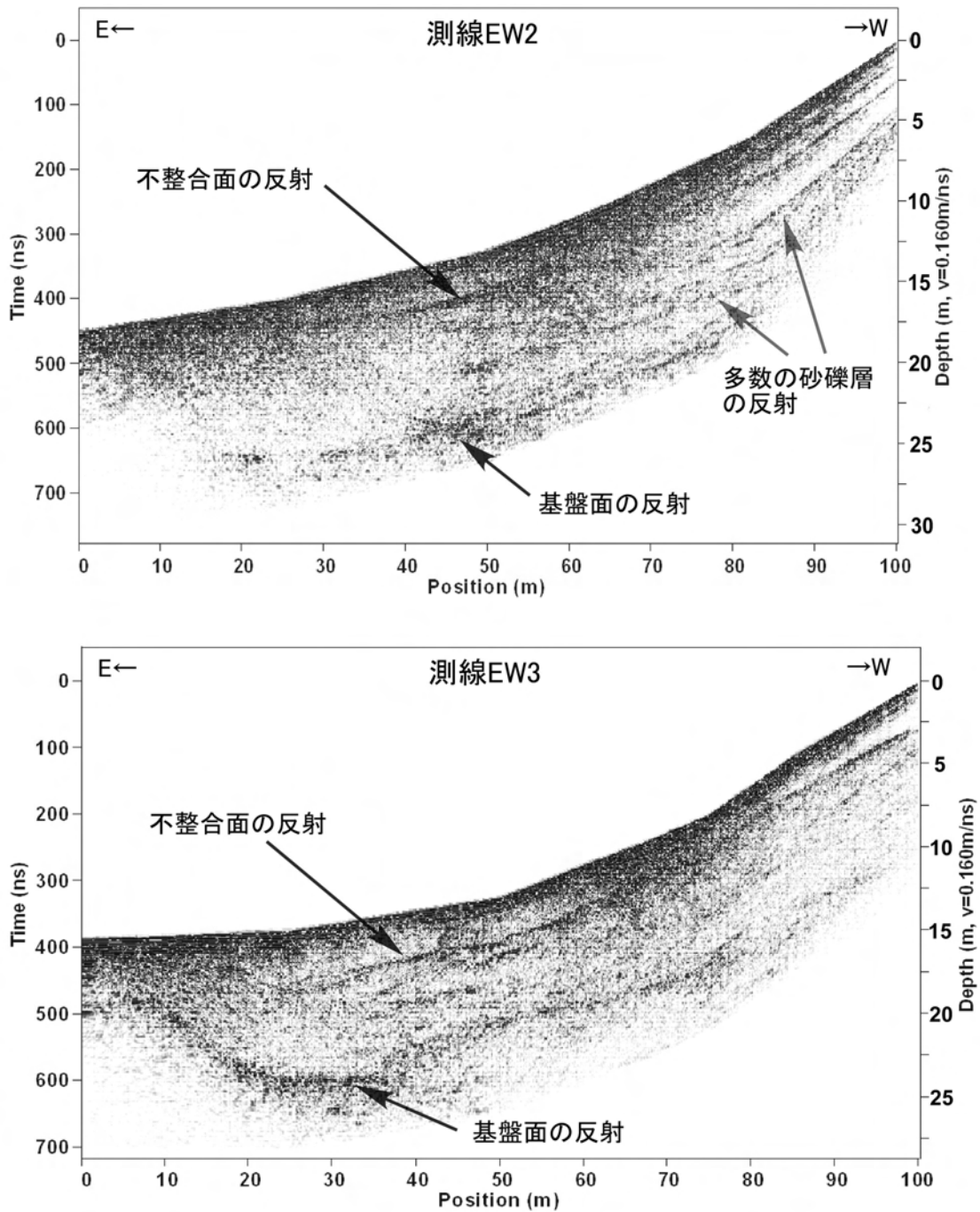


図5. 東西測線の代表的な探査断面。上が測線EW2、下が測線EW3。

る。図2に示したように、水平位置0~30m付近にかけては測線が露岩部に近く、雪渓自体が薄いことが予想できたが、雪渓南端部に近い部分（水平位置90m以南）も急激に薄くなっていることが示されている。水平位置80~120mにかけての浅い部分に見られる南下がりの反射面は、実際の地形（雪渓表面）がやや南下がりに傾斜していることを考慮すると、ほぼ水平であると考えられ、越年性雪渓内に局所的に形成された礫層などの不整合面を捉えた可能性がある。

測線NS5において、基盤面の反射から推定される

雪渓の厚さは、最大で23mに達する。また、化石氷体内に見られた複数の反射面は、氷体内に挟在する礫層に相当すると考えられ、2004年の探査結果とも調和的である。2004年のすべての反射面が確認できなかったのは、雪渓面上の融雪水の量や微妙な探査条件、解析パラメータの違いによるものと考えられる。これらの結果を統合することで、氷体内の礫層分布も推定できると考える。水平位置30~35m付近の越年性雪渓層内に見られる縦に伸びる反応は、水平位置33m付近にあった縦穴を捉えたものと考えられる。この反応

は、不整合面までしか確認できないが、これは縦穴が十分に発達していなかったか、垂直に形成されておらず、測線から離れたためと考えられる。

測線EW 2、EW 3に代表される東西方向の測線では、これまでの調査では明らかになっていなかった稜線に近い急傾斜部分まで雪溪が発達している結果が得られた。化石氷体内の多数の反射面は、内蔵助カール斜面から崩落した砂礫を捉えたものと考えられる。

測線EW 5、EW 6のプロテラスランパート部では、地表が比較的大きな角礫に覆われており、レーダアンテナを十分に接地できなかったことと、傾斜がきつく、アンテナ走査に不備があったため、反射が十分に得られなかったと推定される。プロテラスランパートの西側に見られる顕著な反射面は、範囲が狭く、雪溪内の礫層か基盤面か定かではないが、反射強度が強く、明確な境界が存在していることを示唆している。

4.まとめと課題

内蔵助雪溪において、2005年の融雪期末期に地中レーダ探査を実施し、雪溪の全体構造を推定するためのデータを取得した。雪溪を横断する測線を設けることで、雪溪下の基盤構造や越年性雪溪と化石氷体の不整合面を広範囲に渡って確認することができた。南北方向の探査測線では、酒井ほか (2006) により報告された2004年の探査結果と調和的な探査断面が得られた。東西方向の測線では、これまでに確認されていなかった稜線に近い比較的傾斜のある斜面でも、雪溪の厚さが5 m程度あり、雪溪内に多数の礫層と思わ

れる反応が確認できた。プロテラスランパートを横断する測線では、その地下構造の解明を目指したが、探査条件が悪く、十分な反射を検出することができなかった。

今後、内蔵助雪溪においてこれまでに実施された地中レーダ探査の成果と今回の結果を統合することで、雪溪のおおまかな3次元構造を推定できると考える。また、レーダ探査により得られるプロテラスランパートの地下構造の情報は、その成因研究の点においても重要な情報であり、探査方法の改良等による再調査が望まれる。

参考文献

- 福井幸太郎 (2002) : 立山、内蔵助カールのプロテラスランパートでの永久凍土調査と地表面移動量の観測. 地学雑誌, 111, 4, 564 - 573.
- 福井幸太郎・岩田修二 (2000) : 立山、内蔵助カールの永久凍土の発見. 雪氷, 62, 23 - 28.
- 飯田肇・竹中修平・上田豊・伏見碩二 (1990) : 北アルプス内蔵助雪溪水体の内部構造. 日本最古化石氷体 (北アルプス内蔵助沢) の構造と形成に関する研究, 科学研究費成果報告書, 樋口敬二編, 19 - 30.
- Moldoveanu-Constantinescu, M. and Stewart, R. (2004) : 3D ground penetrating radar surveys on a frozen river lagoon. SCEG Recorder, 32, 34 - 36.
- 中村俊夫 (1990) : 北アルプス内蔵助雪溪の氷体中の植物遺体の加速器14C年代. 日本最古化石氷体 (北アルプス内蔵助沢) の構造と形成に関する研究, 科学研究費成果報告書, 樋口敬二編, 31 - 42.
- Sakai, H., Ura, Y., Nakano, T., Iida, H. and Muroi, K. (2006) : Study on the internal structure of Kuranosuke snow patch in the central Japan by ground penetrating radar survey. Bulletin of Glaciological Research, vol. 23, 77 - 84.
- 酒井英男・浦泰宏・中埜貴元・岸田徹・飯田肇・室井克則 (2006) : 富山県立山地域における雪氷の構造の地中レーダ探査法による研究 - 内蔵助雪溪での調査を中心として - . 立山カルデラ研究紀要第7号, 23 - 30.
- 山本勝弘・飯田肇・高原浩志・吉田稔・長谷川浩 (1986) : インパルスレーダーによる内蔵助雪溪の内部構造調査. 雪氷, 48, 1 - 9.

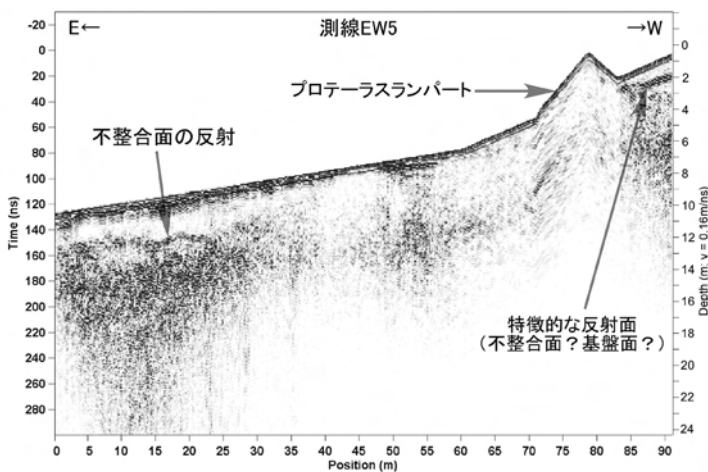


図6. プロテラスランパートを横断する測線の探査断面 (測線EW 5)。

Yamamoto, K. and Yoshida, M. (1987) :

Impulse radar sounding of fossil ice within the Kuranoseuke perennial snow patch, central Japan. Annals of Glaciology, 9, 218 - 220.

吉田稔・伏見碩二・池上宏一・竹中修平・高原浩志・藤井理行 (1983) : 北アルプス、内蔵助雪溪の氷体部に存在する縦穴の分布と形状. 雪氷、45、25 - 32.

【要 旨】

立山連峰内蔵助カール内にある内蔵助雪溪は、日本最古の越年性雪溪（化石氷体）と考えられており、これまでに様々な研究が行われてきている。融雪期末期に現れる縦穴を利用した調査は、内蔵助雪溪のような大規模な雪溪の特性を系統的に研究することは難しく、地中レーダ（GPR）による内部構造調査が併用されてきた。今回、従来の地中レーダ探査では実施されなかった、雪溪を横断する測線を雪溪全体に設定することで、雪溪下の基盤面や越年性雪溪と化石氷体の境界を成す不連続面を大局的に捉えるための情報を得ることができた。雪溪西側の稜線に近い傾斜がややきつい部分でも、雪溪の厚さが5m程度あることがわかった。今後、これまでの探査結果と今回の結果を統合することで、内蔵助雪溪のおおまかな3次元構造を推定できると考える。